

J

Nr 142.

Politechnika Warszawska

Opłata pocztowa uliszczona ryczałtem.

RYT III-IV.

1929.

ROCZNIK LIV.

KOSMOS

Serja A. ROZPRAWY



WE LWOWIE

NAKLADEM POLSKIEGO TOW. PRZYRODNIKÓW IM. KOPERNIKA
Z ZASIŁKIEM MINISTERSTWA W. R. i O. P.

Skład główny: Księgarnia „Książnica-Atlas” T. N. S. W. — Lwów, ul. Czarnieckiego 1. 12.
Pierwsza Związkowa drukarnia we Lwowie, ul. Lindego 1. 4.

1930

TREŚĆ ZESZYTU III-IV. 1929, T. LIV.

(Sommaire du Nr. III-IV. 1929, V. LIV).

	Str.
1. M. Kamiński. — Bazalty wołyńskie. (<i>Sur les basaltes en Volhynie [Pologne]</i>)	675
2. W. Nechay. — Z petrografji trzonu krystalicznego Tatr. (<i>Contribution à l'étude pétrographique du massif cristallin de Tatra</i>)	702
3. K. Smulikowski. — Skąły magmowe strefy podbeskidzkiej Śląska i Moraw. (<i>Les roches éruptives de la zone sub-beskidique en Silésie et Moravie</i>)	741
4. J. Szniewska. — Próba analizy piasków środowiska wodnego i eolicznego. (<i>Essai d'une analyse des sables d'origine marine et éolique</i>)	851
5. M. Turnau. — Devon okolic Pełczy na Wołyniu. Szkic petrograficzny. (<i>Sur le dévonien des environs de Pełcza en Volhynie. Une esquisse pétrographique</i>)	859
6. W. Wawryk. — Analiza petrograficzna opoki lwowskiej oraz margli z Łopuszki i Węgierki. (<i>L'analyse pétrographique de la marne de Lwów et des marnes de Łopuszka et de Węgierka</i>)	889
7. O. Warchałowska-Pazdrowa. — Budowa geologiczna okolic Dukli i Żmigrodu. <i>Sur la structure géologique de la région de Dukla et Żmigrod. (Karpates polonaises centrales)</i>	917

KOSMOS

Profesorowi

JULJANOWI TOKARSKIEMU

w dwudziestopięciolecie

Jego działalności naukowej

prace zawarte w tym zeszycie

poświęcają

WDZIĘCZNI UCZNIOWIE

KOSMOS

CZASOPISMO

POLSKIEGO TOWARZYSTWA PRZYRODNIKÓW IM. KOPERNIKA

SERJA A. ROZPRAWY

(BULLETIN DE LA SOCIÉTÉ POLONAISE DES NATURALISTES „KOPERNIK“)

SÉRIE A. MÉMOIRES

ROCZNIK LIV.

ZA ROK

1929

WYDANY Z ZASIŁKIEM MINISTERSTWA W. R. i O. P.

REDAKTOR

Prof. Dr. IGNACY ZAKRZEWSKI

LWÓW.

NAKŁADEM POLSKIEGO TOW. PRZYRODNIKÓW IM. KOPERNIKA
Pierwsza Związkowa Drukarnia we Lwowie, ulica Lindego 1. 4.

1930.

T r e ś ć

pięćdziesiątego czwartego rocznika czasopisma „KOSMOS“ (Serja A.)

za rok 1929.

Table des matières du v. LIV. de l'année 1929.

	Str.
1. H. Arctowski. — Dalsze poszukiwania nad przebiegiem rocznym ciśnienia atmosferycznego. (<i>Nouvelles recherches sur la marche annuelle de la pression atmosphérique</i>)	354
2. H. Arctowski i J. Moniak. — O światowych zmianach z dnia na dzień w rozmieszczeniu ciśnienia atmosferycznego. (<i>Sur les changements d'un jour à l'autre dans la distribution de la pression atmosphérique</i>)	188
3. H. Arémówna. — Kryształ mieszany i roztwór stały. (<i>Le cristal mixte et la solution solide</i>)	72
4. K. Demel. — Z pomiarów termicznych Bałtyku za okres (1926—1928). (<i>Température des eaux côtières polonaises de la Baltique en 1926—1928</i>)	171
5. G. Dickmannówna. — O rozpuszczalności kryształów mieszanych. (<i>Sur la solubilité des cristaux mixtes</i>)	86
6. W. Friedberg. — Studja nad formacją miocেনską Polski. Część V. (<i>Études sur le miocène de la Pologne. Partie V</i>)	113
7. E. Halpernówna. — Czy kryształ mieszany jest roztworem stałym? (<i>Le cristal mixte, est il une solution solide?</i>)	99
8. M. Kamiński. — Bazalty wołyńskie. (<i>Sur les basaltes en Volhynie [Pologne]</i>)	675
9. W. Krach. — Przyczynek do znajomości fauny ilów krakowieckich. (<i>Beitrag zur Kenntniss der Fauna der Krakowiecer Tone</i>)	137
10. W. Nechay. — Z petrografji trzonu krystalicznego Tatr. (<i>Contribution à l'étude pétrographique du massif cristallin de Tatra</i>)	702
11. Dr. M. Nowiński. — Zespoły roślinne Puszczy Sandomierskiej. (II. Materiały do socjologii lasów bukowych i pokrewnych im lasów mieszanych). (<i>Les associations végétales de la Grande forêt de Sandomierz. (II. Matériaux pour servir à la connaissance de la sociologie végétale des forêts de hêtres et de forêts mixtes, dont la composition s'en rapproche)</i>)	595
12. H. Orkisz. — O związku częstości kierunkowej wiatru z ciśnieniem i temperaturą. (<i>Fréquence des différentes directions du vent, pression et température</i>)	430
13. Z. Pazdro. — Mszywioly z łupków menilitowych w Skalniku i ich znaczenie stratygraficzne. (<i>Les Bryozoaires fossiles des schistes ménilitiques de Skalnik et leur signification pour la stratigraphie</i>)	140

	Str.
14. H. L. Piotrowski. — Kryształy mieszane wodnych siarczanów metali dwuwartościowych. (<i>Ueber hydratisierte Mischkristalle der isodimorphen Vitriole</i>)	52
15. A. Schmuck. — Wahania temperatury na obszarze Finlandji w latach 1910—1919. (<i>Variations de la température en Finlande durant les années 1910 à 1919</i>)	470
16. E. Steliwanow. — O kaolinianach wapniowców. (<i>Ueber Kaolinat der Erdalkalimetalle</i>)	6
17. K. Smulikowski. — Skąły magmowe strefy podbeskidzkiej Śląska i Moraw. (<i>Les roches éruptives de la zone sub-beskidique en Silésie et Moravie</i>)	741
18. H. Stättner. — O wahanjach temperatury na obszarze Indyj Przedgangesowych i na Iranie w latach 1910—1919. (<i>Variations de la température dans l'Inde et l'Iran durant les années 1910—1919</i>)	211
19. E. Stenz. — Pomiar spektrofotometryczny przezroczystości filtra czerwonego. (<i>Mesures spectrophotométriques de la transmissibilité du filtre rouge</i>)	348
20. E. Stenz. — Zachmurzenie i usłonecznienie Karpat Wschodnich. (<i>Nébulosité et l'insolation dans les Carpathes Orientales</i>)	439
21. E. Stenz i H. Orkisz. — Pomiar nachylenia magnetycznego w okolicach Lwowa w r. 1928. (<i>Mesures de l'inclinaison magnétique faites dans les environs de Lwów en 1928</i>)	398
22. J. Syniewska. — Próba analizy piasków środowiska wodnego i eolicznego. (<i>Essai d'une analyse des sables d'origine marine et éolique</i>)	851
23. A. Tabor. — Wpływ monsumu na roczny przebieg temperatury na Cejlonie w latach 1910—1919. (<i>Influence des moussons sur la variation annuelle de la température pendant les années 1910 à 1919</i>)	507
24. J. Tur. — „Stadja krytyczne“ w embriologii normalnej i teratogencji. (<i>Les „stades critiques“ dans l'embryologie normale et tératogénèse</i>)	585
25. M. Turnau. — Dewon okolic Pełczy na Wołyniu. Szkic petrograficzny. (<i>Sur le dévonien des environs de Pełcza en Volhynie. Une esquisse pétrographique</i>)	859
26. O. Warchałowska-Pazdrowa. — Budowa geologiczna okolic Dukli i Żmigrodu. (<i>Sur la structure géologique de la région de Dukla et de Żmigrod. (Karpathes polonaises centrales)</i>)	917
27. W. Wawryk. — Analiza petrograficzna opoki lwowskiej oraz margli z Łopuszki i Węgierki. (<i>L'analyse pétrographique de la marne de Lwów et des marnes de Łopuszka et de Węgierka</i>)	889
28. Z. Weyberg. — O granicy błędu w miareczkowaniu. (<i>Sur le limite d'erreur dans la titration</i>)	1
29. S. Zych. — Wahania temperatury na obszarze Pacyfiku i w Australji w latach 1910—1919. (<i>Variations de la température sur le Pacifique et en Australie durant les années 1910 à 1919</i>)	533

KOSMOS

CZASOPISMO POLSKIEGO TOWARZYSTWA PRZYRODNIKÓW IM. KOPERNIKA

SERJA A. ROZPRAWY.

ROCZNIK LIV.

ROK 1929.

ZESZYT III-IV.

*Z Instytutu Mineralogji i Petrografji Uniwersytetu J. K.
we Lwowie.*

Bazalty wołyńskie.

(Sur les basaltes en Volhynie [Pologne]).

Napisał

MARJAN KAMIENSKI

(z 2 rysunkami w tekście i 3 tabl.)

Skały wulkaniczne, występujące w dorzeczu Horynia na północ od Równego były od wielu lat przedmiotem badań zarówno geologicznych, jakoteż petrograficznych. Ostatnie szczegółowe monograficzne opracowanie tych skał zostało opublikowane przez Pfaffiusa w r. 1886. Jakkolwiek praca tego autora odznaczała się wielką ścisłością i wszechstronnością, jednak ze względu na rozwój współczesnej petrografji wyniki w niej podane wymagały rewizji. Odnosi się to szczególnie do analiz chemicznych ze względu na rozwój metod, stosowanych w dzisiejszej chemji analitycznej.

Po ukazaniu się monografji Pfaffiusa dostarczano dalszych szczegółów, odnoszących się przedewszystkiem do geologicznego występowania tych skał. Tutkowski i Małkowski odkrywają poza Berestowcem i Złaznem dalsze punkty występowania bazaltów w okolicach Policy i Micka. W ten sposób zostaje uchwycona linja występowania tych skał, biegnąca z północnego zachodu ku południowemu wschodowi. Z drugiej strony wzrosło w odrodzonej Polsce ogromne zainteresowanie się temi skałami z punktu widzenia technicznego. Dane powyższe skłoniły mnie do podjęcia ponownego opracowania bazaltów wołyńskich.

Korzystając z zasiłku Komisji Fizjograficznej Polsk. Akad. Umiejętności przeprowadziłem w r. 1926—1928 studja w terenie, mianowicie w Berestowcu, Złaźnem, Micku i Policy, skąd zebrany materiał poddałem opracowaniu w Instytucie Mineralogji i Petrografji Uniwersytetu J. K. we Lwowie.

Część petrograficzna.

Pierwszą wzmiankę o bazaltach z Berestowca i Złaźnego podaje w r. 1862 Tyszeckij¹⁾, który określił je jako anamezyt. Blumel²⁾, który badał mikroskopowo i chemicznie te skały nie godził się na określenie ich jako anamezyt; sądził on, że równie dobrze można uważać je za melafiry. Dla uniknięcia więc niejasności daje im nazwę bardziej ogólną trappu. Karpińskij³⁾ znów wraca do nazwy anamezytu, uważając bazalty wołyńskie za jedno z najlepszych przedstawicieli skał tego typu.

Pfaffius⁴⁾, który ogłosił w r. 1886 wyczerpującą monografię na temat „anamezytu wołyńskiego“ sprzeciwia się określeniu skał wołyńskich Tyszeckiego i Karpińskiego, opierając się głównie na przyjętej w r. 1882 przez kongres geologiczny klasyfikacji Rosenbuscha, która określa bazalty, jako skały wyłącznie potrzeciorzędowe o składzie mineralnym: plagjoklaz, augit, oliwin i tło szkliste.

Karpińskij skonstatował w bazaltach wołyńskich obecność oliwinu. Pfaffiusowi minerał ten nie był znany z powyższych skał. Przyjęty wreszcie dla tych skał przedtrzeciorzędowy wiek geologiczny przez ówczesnych badaczy skłonił Pfaffiusa do nadania im nazwy „porfirytu augitowego“.

Pierwsze badania chemiczne na tym materjale zostały wykonane przez Blumela i Pfaffiusa. Ich analizy przytaczam też w dalszej części, tutaj podkreślam jednak pracę Pfaf-

¹⁾ Kijewskija Uniwersitietskija Izwiestija. 1862.

²⁾ Kijewskija Uniwersitietskija Izwiestija. 1867.

³⁾ Nauczno-istoriczeskij sbornik, izdannyj Gornym Institutom. Petersburg 1873.

⁴⁾ Opis tak zwanego „Anamezytu Wolyńskiego“, znajdującego się koło miasta Równego, w gub. Wolyńskiej. Pamiętnik Fizjograficzny. Tom VI. Warszawa 1886.

fiusa, którego monografja, dotycząca opisywanych skał, była w owym okresie wzorem analizy petrograficznej. Poza spostrzeżeniami geologicznymi zajął się on przedewszystkiem jak najszczegółowiej opisami mikroskopowymi i chemicznymi. Bazalt z Berestowca i Złaźnego przedstawia Pfaffius jako skałę drobnoziarnistą, barwy czarnej, wpadającą w granatową, w której niepodobna odróżnić bez pomocy mikroskopu oddzielnych składowych części. Badane przez niego szlify wykazały następujący skład mineralny: skaleń, piroksen, magnetyt i ilmenit, tło szkliste, wreszcie minerały chlorytowe, określone przez Pfaffiusa jako „rozmaite produkty rozkładu augitu, plagjoklazu i szklistej masy“. Skaleń został oznaczony jako labrador, piroksen jako augit.

Ze studjów chemicznych Pfaffiusa należy wymienić analizy wyodrębnionych minerałów, mianowicie augitu, plagjoklazu i szkliwa. Ciekawem było znalezienie przez Pfaffiusa, również i Karpińskiego żelaza metalicznego w skałach dorzecza Horynia. Karpińskij¹⁾ otrzymał je w ilości 0.64%, Pfaffius w ilości 0.04 przy użyciu dwóch metod, mianowicie Andrews a i Pilitza.

Z nowszych badań należy wymienić tutaj ogólną charakterystykę bazaltów wołyńskich, podaną przez Małkowskiego²⁾, uwzględniającą już nowe, bardziej na północ odkryte miejsca występowania tych skał, mianowicie w Micku i Policy.

Zajmowano się ponadto kwestją nowo odkrytych w Berestowcu tufów i brył sanidynitowych, występujących w tych tufach.

W krótkim komunikacie³⁾ podałem wiadomość o występowaniu w spągu słupów bazaltowych w Berestowcu skały warstwowanej, ilastej, barwy ciemno-czerwonej, mającej wszelkie cechy tufu bazaltowego.

Małkowski⁴⁾ również zainteresował się tą skałą, występującą w spągu bazaltów w Berestowcu. Uważa on ją za

¹⁾ l. c.

²⁾ Rozmieszczenie i warunki występowania bazaltów w dorzeczu Horynia. Sprawozdania P. I. Geolog. Tom III. zeszyt 3—4. Warszawa 1926.

³⁾ Tufy wulkaniczne w Berestowcu. Kosmos T. 52. Zeszyt III—IV. Lwów 1927.

⁴⁾ Nowe spostrzeżenia nad występowaniem bazaltów berestowieckich. Posiedzenia Naukowe P. Inst. Geolog. Nr. 19—20. Warszawa 1928.

psammit, zapadający ku zachodowi pod kątem, wynoszącym około 5°. Występujące w tym „psammicie“ otoczaki skał wulkanicznych są wedle Małkowskiego odmienne od bazaltów berestowieckich, a swym składem chemicznym odpowiadają trachitom. Wykazują one „znaczną przewagę potasu nad sodem przy zawartości około 60% SiO_2 “.

Prof. Tokarski¹⁾ zajął się szczegółowem opracowaniem brył, występujących w opisywanych tufach. Opisuje je, jako skały jasno-szare, z odcieniem popielatym lub niebieskawym, o teksturze wyraźnie gąbczastej, bądź też migdałowcowej. Z charakterystycznych cech mikroskopowych tej skały należy podkreślić obecność sanidynu. Analiza chemiczna, wykonana przez prof. Tokarskiego wykazuje dużą przewagę potasu nad sodem (K_2O 10·87%, Na_2O 0·75%). Normatywny skład mineralny, obliczony na podstawie analizy chemicznej wykazał: kw. 8·7, ort. 63·9, alb. 6·3, an. 0·7, hy. 2·1, mt. 2·1, ilm. 2·1, ap. 0·7. Prof. Tokarski określa tę skałę jako sanidynit typu berestowieckiego.

Przechodząc do zestawienia własnych spostrzeżeń i wyników prac laboratoryjnych zaznaczę, iż bazalty wołyńskie będą opisywał według miejscowości ich występowania, kierując się od *SE* ku *NW*, to jest od Berestowca do Pilicy (Dołłego Pola).

Berestowiec.

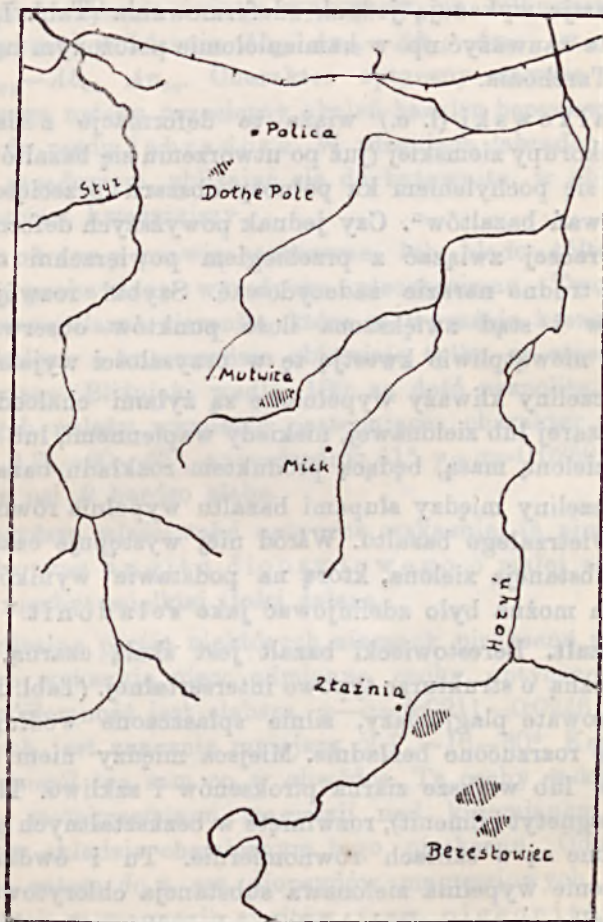
Miejsc występowania na obszarze tej gminy jest kilka. Podaje je Pfaffius²⁾, podobnie jak Małkowski³⁾. Ostatni autor zanotował w r. 1922: 1. „naturalne obnażenia tej skały przy cmentarzu w Berestowcu, koło mostu, po obu brzegach Kropiwniczki, 2. w kierunku *NE* i w odległości około pół *km.* od wsi Berestowiec, na wzgórzu przy wiartaku według relacji mieszkańców został odnaleziony bazalt przy kopaniu studni w głębokości około 7 *m* i t. d., 3. kamieniołomy na wschód od dworu, eksploatowane, lub też porzucone, założone w liczbie kilku na obszarze dworskim i włościańskim.

1) O sanidynie w Berestowcu na Wołyniu. Kosmos T. 53. Zesz. IV.

2) l. c.

3) l. c.

Najlepszych obnażeń, pozwalających na dokonanie wielu obserwacji dostarczają kamieniołomy, należące do „Towarzystwa Eksploatacji Kamieniołomów“. Widzimy tu, iż bazalt występuje w postaci słupów przeważnie pięcio i sześciociennych. Widoczne



Rys. 1.

Szkic sytuacyjny miejsc występowania bazaltów wołyńskich.
(według Małkowskiego).

są również, ale bardzo rzadko słupy czworościenne i trójścienne, mają one jednak pewne cechy oddzielności wtórnej, spowodowanej kłiważami, o kierunku *NW—SE* (hora 10), i *NE—SE* (hora 4).

Pomiary słupów wykazały duże wahania w wielkości ścian. Najliczniejsze są ściany długości 20—80 cm. Jednakże znane są i o długości 100-centymetrowej.

Słupy ułożone są normalnie pionowo (Tabl. I, fot. 1), niektóre partje wykazują jednak zdeformowania (Tabl. I, fot. 2), co można zauważyć np. w kamieniołomie położonym na gruncie Nikity Tarchonia.

Małkowski (l. c.) wiąże te deformacje z istnieniem „ruchu skorupy ziemskiej (już po utworzeniu się bazaltów), który wyraził się pochylem ku północy obszaru przeciętego linją występowania bazaltów“. Czy jednak powyższych deformacji nie należy raczej związać z przebiegiem powierzchni ostygnięcia magmy, trudno narazie zdecydować. Szybki rozwój kamieniołomów i stąd zwiększona ilość punktów obserwacyjnych pozwoli niewątpliwie kwestję tę w przyszłości wyjaśnić.

Szczeliny kliważy wypełnione są żyłami chalcedonowemi barwy szarej lub zielonawej, niekiedy wapiennymi, lub też szarą i szaro-zieloną masą, będącą produktem rozkładu bazaltów.

Szczeliny między słupami bazaltu wypełnia również szara masa zwietrzałego bazaltu. Wśród niej występuje czasami ziemista substancja zielona, którą na podstawie wyników analitycznych można było zdefiniować jako seladonit.

Bazalt. Berestowiecki bazalt jest skałą czarną, drobno-kryształiczną o strukturze typowo intersertalnej. (Tabl. II, fot. 1). Tabliczkowate plagjoklasy, silnie spłaszczone według ściany (010) są rozrzucone bezładnie. Miejsca między nimi zajmują mniejsze lub większe ziarna piroksenów i szkliwo. Tlenki żelaza (magnetyt i ilmenit), rozwinięte w bezkształtnych grudkach, rozrzucone są w szlifach równomiernie. Tu i ówdzie wolne przestrzenie wypełnia zielonawa substancja chlorytowa, występująca albo w agregatach bezładnych, albo też włóknistych, a wówczas o kierunku włókien prostopadłym do brzegu.

Skalenie tworzą tabliczki, które są polisyntetycznie zbliżone wedle prawa albitowego, mniej licznie periklinowego. Z reguły dołączają się tu zrosty karlsbadzkie, rzadziej bawenowskie. Budowa pasowa jest naogół niewyraźna. Obok tabliczek bardzo drobnych, które niekiedy spadają do submikroskopowych rozmiarów, spotykamy tu w niewielkiej ilości

i większe okruchy. Pomiedzy temi skrajnymi wielkościami istnieją przejścia, wobec czego wyróżnienie dwóch oddzielnych generacyj skaleni, odpowiadających dwom fazom krystalizacji nie jest możliwe.

Pomiar znikania światła wykonany na kilkunastu okruchach wykazał w rdzeniu $Ab_{28} An_{72} - Ab_{33} An_{67}$, w obwódce $Ab_{38} An_{62} - Ab_{44} An_{56}$. Charakter optyczny zawsze dodatni, wobec czego należy przeciętny skaień bazaltu berestowieckiego zaliczyć do rzędu labradoru. W rdzeniach labrador staje się bardziej zasadowym, zbliżając się do bytownitu, w obwódkach jest natomiast kwaśniejszy.

Pirokseny prawie bezbarwne, lub blado-żółto zabarwione, są pozbawione wyraźnego pleochroizmu. Tworzą one naogół nieregularne ziarenka, które są wyraźnie ksenomorfijne wobec skaleni, a automorfizm objawiają tylko w stosunku do tła szklistego. Bliźniaki wedle (100) są dość pospolite. Z cech optycznych należy wymienić następujące: charakter optyczny dodatni, $2V_{\alpha} = 30 - 45^{\circ}$, $c : \gamma =$ średnio 41° , $\gamma - \alpha = 0.0259 - 0.0267$, dyspersja osi B bardzo słaba.

Powyższe właściwości optyczne wskazują, iż piroksen ten należy do typu augitu diopsydowego o małej zawartości glinki i niezbyt wielkiej ilości żelaza.

Centralne partje niektórych ziarenek piroksenu zwłaszcza większych wykazują nieco odmienne cechy optyczne. Mianowicie dwójłomność jest słabsza, $\gamma - \alpha = 0.0211 - 0.0246$, kąt osi optycznych jest znacznie mniejszy, $2V_{\alpha} = 16 - 30^{\circ}$. Kąt $c : \gamma$ pozostaje naogół ten sam co w obwódce. Te cechy wskazują na przewagę metakrzemianu magnezji nad krzemianem wapnia i żelaza w składzie chemicznym tego piroksenu. Odmiana ta zbliża się zatem do t. zw. diopsydów magnezjowych, czy też do bogatych w magnezję augitów, t. zw. pigeonitów¹⁾. Nie dziwi to, jeśli zważymy, że w „normie“ obliczonej ze składu chemicznego mamy znaczną przewagę krzemianu magnezjowego nad wapniowym.

¹⁾ Na obecność pigeonitów w bazalcie berestowieckim zwrócił pierwszy uwagę Dr. K. Smulikowski w okresie pobytu w pracowni prof. Beckego w Wiedniu. Oznaczenia mikroskopowe bazaltu z Berestowca, dokonane przez Dr. K. Smulikowskiego zostały wyżej zacytowane.

Szkliwo wypełniając intersertalnie wolne przestrzenie przedstawia się jako masa izotropowa, barwy szarawej, lub brunatnawej, mętna i nieprzeźroczysta, czasami czysta i prawie bezbarwna. Jest ono przepelnione bardzo delikatnymi mikrolitycznymi igielkami, które należą przeważnie do apatyty, dalej mikrolitami piroksenów i skaleni, wreszcie delikatnym pyłem tlenków żelaza.

Substancja chlorytowa występuje tu w dwóch postaciach. Na brzegach, tam gdzie styka się z innymi minerałami, przybiera postać włókien, ułożonych równolegle względem siebie, a prostopadle do granicy styku. Tutaj posiada ona wyraźny pleochroizm o barwie intensywnie zielonej w kierunku równoległym do włóknistości, bledszej zaś, żółto-zielonej w kierunku prostopadłym. Oś włókien odpowiada kierunkowi optycznemu γ . Dwójłomność stosunkowo wysoka, dorównywa, a może nawet przekracza dwójłomność piroksenu. Współczynnik załamania wyższy niż balsamu kanadyjskiego, a nawet wyższy niż współczynnik załamania plągjoklazów.

Partje centralne tej substancji są wypełnione przez masę blado-zieloną, czasami bezbarwną i zupełnie izotropową, posiadającą znacznie niższy współczynnik załamania niż odmiana brzeźna, włóknista. Charakteryzuje się ona nieregularnymi, delikatnymi linjami spękań. Jej wygląd przypomina gel.

Obydwie te substancje wnikają często w postaci drobnych, delikatnych żyłek pomiędzy listewki skaleni, oraz ziarenka piroksenów i tlenków żelaza. Większe ich nagromadzenia przypominają strukturą przekroje agatów. Mniejsze skupienia wykazują brak dwóch opisywanych postaci, a wówczas składają się one z beładnych agregatów.

W bazalcie z Berestowca często spotykamy „oczka”, dochodzące niekiedy do 1 cm średnicy, które przedstawiają się makroskopowo jako substancja ciemna, szklista. (Tabl. III, fot. 3). W mikroskopie okazało jedno z takich „oczek” ciekawą budowę, mianowicie składa się ono z 2 części — jedna zajęta jest przez szklistą, przepelnioną mikrolitami masę ciemno-szarą, druga, ostro odcinająca się od pierwszej, wypełniona jest przez jednorodną i całkiem izotropową substancją barwy jasno-brunatnej,

spekąną nieregularnie, posiadającą wygląd partij centralnych opisanej już substancji chlorytowej. Obydwie opisywane partje odgraniczają się wzajemnie, a również od samego bazaltu cieniutką powłoką substancji włóknisto-sferolitycznej, barwy ciemno-brunatnej.

W innym obserwowanem „oczku“ można było zauważyć brak partji szklistej; występuje natomiast tylko druga substancja z temi samemi brzeźnemi cechami.

Skład mineralny bazaltu berestowieckiego, obliczony metodą Rosiwala przedstawia się w procentach następująco: plagioklazu 38·5, piroksenu 29·0, tlenków żelaza 6·5, szkliva 18·0, substancji chlorytowej 8·0.

Analiza chemiczna wykazała następujący skład:

Bazalt. Berestowiec.

	I. Blumel % wag.	II. Pfaffius % wag.	III. autor % wag.	stos. mol. × 1.000
<i>SiO₂</i>	53·42	49·10	50·46	841
<i>Al₂O₃</i>	15·08	19·84	13·63	134
<i>Fe₂O₃</i>	—	3·46	8·24	51
<i>FeO</i>	17·13	8·62	5·61	78
<i>MnO</i>	—	—	0·20	3
<i>MgO</i>	2·24	2·51	5·36	134
<i>CaO</i>	8·72	8·95	9·24	165
<i>Na₂O</i>	3·25	2·92	1·77	28
<i>K₂O</i>	śląd	0·53	0·97	10
<i>H₂O+</i>	} 2·34 ¹⁾	2·34 ²⁾	0·61	34
<i>H₂O—</i>			1·15	64
<i>TiO₂</i>	0·85	1·96	2·32	29
<i>P₂O₅</i>	śląd	0·21	0·15	1
<i>CO₂</i>	—	—	0·10	2
Suma .	103·03	100·44	99·81	

¹⁾ i strata

²⁾ i części lotne.

Normalny skład mineralny, obliczony amerykańską metodą C. I. P. W. przedstawia się następująco:

kw. 13·14	di.	$\left\{ \begin{array}{l} CaSiO_3 \quad 7·77 \\ MgSiO_3 \quad 6·70 \\ FeSiO_3 \quad - \end{array} \right\}$	14·47	mt.	11·83
or. 5·56				ilm.	4·41
ab. 15·20	hy.	$\left\{ \begin{array}{l} MgSiO_3 \quad 6·83 \\ FeSiO_3 \quad 0·13 \end{array} \right\}$	6·96	ap.	0·34
an. 25·85				kalcyt	0·20

Parametry magmowe: (II) III. 4. 4. 4.

Obok własnej analizy bazaltu z Berestowca podałem analizy (I, II,) tej skały, wykonane przez wyżej wspomnianych autorów (l. c.). Analiza III, moja, odbiega znacznie od poprzednich, zwłaszcza uderzającą jest różnica w pozycji glinki. Na zbytńo przesadzoną pozycję glinki u Pfaffiusa zwrócił już uwagę Morozewicz ¹⁾, usprawiedliwiając analityka ówczesnymi metodami, „które grzeszyły w oznaczeniu tlenków R_2O_3 , przesadzając ich ilość na niekorzyść tlenków ziemno-alkalicznych.

Pozatem w nowej analizie podwyższyła się pozycja Fe_2O_3 , a obniżyła dla FeO . Również i ilość magnezji wzrosła przeszło dwukrotnie.

Seladonit. Występująca w szczelinach między słupami masa zielona przedstawia się w mikroskopie, jako substancja, mająca wygląd agregatów blaszkowato-włóknistych, nadzwyczaj delikatnych. (Tabl. III, fot. 2). Znikanie światła włókienek jest proste. Dwójłomność znaczna. Kierunek osi włókien odpowiada kierunkowi optycznemu γ . Zabarwienie jest zmienne, przeważa jednak odmiana intensywnie niebiesko-zielona, prostopadle do włóknistości barwa blado żółtawo-zielona. Z tą odmianą pomieszana jest w sposób nieregularny odmiana druga, bezbarwna lub żółtawa o mniej widocznym pleochroizmie. Równolegle do włókien występuje barwa żółta, prostopadle do włóknistości masa staje się bezbarwną. Inne własności zdają się być analogiczne z odmianą zieloną. W niektórych partjach tej żółtej odmiany pleochroizm zanika zupełnie, wówczas odmiana ta

¹⁾ O diabazie gór Świętokrzyskich. Sprawozdania P. I. Geologicznego T. III. Zesz 1—2. Warszawa 1925.

staje się całkowicie bezbarwną i zwykle posiada wtedy słabszą dwójłomność.

Wśród skąpych zanieczyszczeń obserwujemy nieregularne drobne ziarenka tlenków żelaza, nierównomiernie rozsiane w szlifie. W tych tlenkach ukrywa się zapewne tytan, oznaczony analitycznie.

Powyższa substancja zielona została zanalizowana. Jej skład chemiczny jest następujący:

	% wag.	stos. mol $\times 1.000$
<i>SiO₂</i>	52·58	876
<i>Al₂O₃</i>	6·77	66
<i>Fe₂O₃</i>	20·07	125
<i>FeO</i>	3·33	46
<i>MnO</i>	śląd	—
<i>MgO</i>	6·22	156
<i>CaO</i>	0·91	16
<i>Na₂O</i>	0·05	1
<i>K₂O</i>	3·33	35
<i>H₂O</i>	6·75	375
<i>TiO₂</i>	0·15	2
<i>P₂O₅</i>	śląd	—
<i>CO₂</i>	—	—
Suma .	100·16	

Charakterystyczną pozycją w powyższej analizie jest wysoka ilość potasu przy minimalnej sodu, wreszcie duża przewaga żelaza trójwartościowego nad dwuwartościowym. Cechy powyższe pozwalają określić opisywaną masę jako seladonit. Porównanie wyników analitycznych z analizami, cytowanymi przez Doeltera¹⁾ potwierdza to w zupełności.

Kilka danych świadczy, iż seladonit z Berestowca zbliża się pewnymi cechami do glaukonitu²⁾. Żarzony w ogniu żółknieje,

przybierając rdzawą barwę. Trawiony w stężonym kwasie solnym traci również swą barwę zieloną, pozostawiając jako resztę żel krzemionkowy³⁾.

Tufy. Zostały one odsłonięte w czterech studniach wykopanych w obrębie kamieniołomów w Berestowcu. W głównej masie są tufy rozwinięte jako jednorodny utwór pelitowy, barwy

¹⁾ Doelter. Handbuch der Mineralchemie. Tom II, str. 354. 1921.

²⁾ Por. K. Smulikowski. O glaukonicie. Kosmos T. 49. Lwów 1924.

³⁾ Podobne doświadczenia podaje Doelter przy opisie seladonitów

(l. c.).

wiśniowej, miejscami na powierzchni zielonej. W mikroskopie można zauważyć, iż utwór ten składa się z brunatnych, lub zielonawo-brunatnych agregatów, przypominających przeobrażone fragmenty szklistych produktów wulkanicznych.

Wśród tych utworów występują w kilku poziomach warstewki zlepieńcowe, złożone z różnych okruchów skał wulkanicznych, kwarcu i t. p. (Tabl. III. Fot. 3 i 4).

Niekiedy okruchy te dochodzą do znacznych rozmiarów, a jak świadczą badania prof. Tokarskiego należą one w większości do sanidynitów. Drobne otoczaki należy odnieść bądźto do sanidynitów, bądźto do innych skał bardzo różnorodnych. Dla scharakteryzowania tej różnorodności podaję narazie kilka jak najbardziej ogólnych spostrzeżeń, które nasunęły się przy przeglądzie szlifów. I tak spotykamy tu fragmenty skał dolerytycznych, złożonych z plagjoklazu zasadowego i z chlorytowych produktów przeobrażenia piroksenów. Struktura tych skał jest typowo intersertalna. Wielkość listewek plagjoklazów osiąga niekiedy bardzo znaczne rozmiary, tak, iż fragmenty owe przypominają formy żyłowe gabra o faciesie diabazowem ¹⁾. W innych otoczakach wielkość tabliczek skaleniowych maleje, schodząc do rozmiarów mikrolitycznych, przyczem tło zlepiające je staje się bardzo często nieprzeźroczystym skutkiem obfitości tlenków żelaza. Nierzadkie są otoczaki skał stosunkowo jasnych, zbudowanych z gęstej tkaniny mikrolitycznych listewek skaleni na wzór struktury trachitowej. Są również i takie ziarna, które nie wykazują skryształizowanych składników, lecz przedstawiają się jako masa ciemno-brunatna, jednorodna, nieprzeźroczysta, wypełniona jakgdyby delikatnymi pęcherzykami, bądź migdałkami, wypełnionymi wtórnymi produktami chlorytowemi. Obok tych fragmentów, typowo wulkanicznego pochodzenia, spotykamy w mniejszej ilości ziarna kwarcu, mikroklinu, mikroperytu, wyjątkowo także blaszki muskowitu. Wszystkie powyżej wymienione fragmenty zlepione są nieokreśloną i nadzwyczaj niejednorodną substancją agregatową, przesiąkniętą tlenkami żelaza, miejscami ze skąpym udziałem kalcytu.

Analiza odmiany pelitowej tufu wykazała następujący skład chemiczny:

¹⁾ A. Lacroix. Minéralogie de Madagascar. III.

Tuf. Berestowiec.

Sanidynit. Berestowiec¹⁾.

	% wag.	stos. mol. × 1.000
<i>SiO</i> ₂	48·18	803
<i>Al</i> ₂ <i>O</i> ₃	15·42	151
<i>Fe</i> ₂ <i>O</i> ₃	12·03	75
<i>FeO</i>	1·67	23
<i>MnO</i>	0·15	2
<i>MgO</i>	2·94	74
<i>CaO</i>	0·12	2
<i>Na</i> ₂ <i>O</i>	śląd	—
<i>K</i> ₂ <i>O</i>	3·78	40
<i>H</i> ₂ <i>O</i>	13·80	767
<i>TiO</i> ₂	1·39	17
<i>P</i> ₂ <i>O</i> ₅	0·03	—
<i>CO</i> ₂	śląd	—
Suma .	99·51	

	% wag.	stos. mol. × 1.000
<i>SiO</i> ₂	57·33	955
<i>Al</i> ₂ <i>O</i> ₃	16·21	158
<i>Fe</i> ₂ <i>O</i> ₃	3·35	21
<i>FeO</i>	1·32	18
<i>MnO</i>	0·27	4
<i>MgO</i>	0·85	21
<i>CaO</i>	1·97	35
<i>Na</i> ₂ <i>O</i>	0·75	12
<i>K</i> ₂ <i>O</i>	10·87	115
<i>H</i> ₂ <i>O</i> +	1·97	} 106
<i>H</i> ₂ <i>O</i> —	1·61	
<i>TiO</i> ₂	1·14	14
<i>P</i> ₂ <i>O</i> ₅	0·35	2
<i>CO</i> ₂	0·78	18
<i>FeS</i> ₂	1·29	—
Suma .	100·06	

Bazalty berestowieckie są obecnie intensywnie eksploatowane przez Towarzystwo Eksploatacji Kamieniołomów²⁾, spółkę akcyjną w Krakowie, jako materiał na kostki i jako tłuczeń, bardzo dobrej jakości technicznej. Świadczą o tym następujące cyfry: ²⁾

Wytrzymałość na zgniecenie średnio 2.810 kg na 1 cm².

Ścieralność wyrażona w gramach średnio 0·95.

Ścieralność wyrażona w cm³ średnio 0·37.

Kamieniołomy w Berestowcu połączone są kolejką wąskotorową ze stacją Lubomirsk (14 km), leżącą na szlaku Równe-Sarny.

Złazne.

Bazalty występują tu nad Horyniem w państwowych lasach, należących do nadleśnictwa podłużańskiego w t. zw. Janowej Dolinie. W kamieniołomie obecnie nieczynnym leżącym nad Horyniem, widzimy słupy, nieuwydatniające jednak tak charakterystycznie oddzielności jak w Berestowcu. Słupy najczęściej nie stoją pionowo, lecz są powyginane. W południowej

¹⁾ Dla porównania podaje analizę sanidynitu, wykonaną przez prof. Tokarskiego (l. c.).

²⁾ Por. Prof. J. Tokarski. Petrografia. Lwów 1928.

części tego kamieniołomu, w partjach wyższych, przechodzi normalny bazalt w odmianę szklistą, której analiza, poniżej podana wykazuje pewne zasadnicze odstępstwa od analiz innych.

W stropie bazaltu występuje bezpośrednio pod utworami osadowymi bazalt zwietrzały, barwy szarej, przypominający do pewnego stopnia piaskowiec. Miąższość jego zmienna, wynosi około 1 m.

Z inicjatywy p. Ministra Inż. A. Moraczewskiego w r. 1929 założyły władze państwowe nowe kamieniołomy na obszarze lasów państwowych. Położone są one około 1 km na wschód od rzeki Horynia. Energiczne roboty przygotowawcze, zatrudniające około 500 robotników, przeprowadzony 18-kilometrowy odcinek kolei normalnotorowej z Kostopola do kamieniołomów pozwalają sądzić o wielkości nowego przedsięwzięcia.

Bazalt normalny. Cechami zewnętrznymi bazalt ten różni się od berestowieckiego. (Tabl. II, fot. 2). W mikroskopie możemy jednak zauważyć, iż w skale tej ziarno jest drobniejsze i brak tutaj dużych listewek skaleni, widocznych w bazalcie z Berestowca. Tlenki żelaza są obfitsze, a w stosunku do listewek skaleni ziarna ich są większych rozmiarów. Uderza tu prawie zupełny brak szkliwa. Sporadycznie trafiają się tu ziarenka, wypełnione zieloną masą serpentynową, spękane nieregularnie i poprętykane jakąś silnie żelazistą substancją barwy rdzawej. Są one naogół bezkształtne, niekiedy jednak posiadają charakterystyczne przekroje, pozwalające uważać je za pseudomorfozy po oliwinie. Przypomnieć tutaj należy, iż Karpińskim¹⁾ znane były występowania oliwinu w bazaltach wołyńskich, na co jednak krytycznie zapatrywał się Pfaffius²⁾.

Z bazalcie ze Złaznego rola substancji zielonej, chlorytowej jest mniej wybitna niż w Berestowcu. W niektórych miejscach wolne przestrzenie między listewkami skaleni wypełnia wyraźnie ksenomorficzny kwarzec, który odgrywa rolę ostatniego produktu konsolidacji magmy. Piroksen ma naogół wyraźniejszą barwę żółtą. Zgadza się to z „normą“, w której istotnie widzimy większą ilość $FeSiO_3$, związaną w piroksenach.

Strukturę skały możemy określić jako intergranularną³⁾.

¹⁾ l. c.

²⁾ l. c.

³⁾ Por. G. W. Tyrrell. The Principles of Petrology. London 1926.

Analiza chemiczna dała następujące wyniki:

Bazalt normalny. Złaźne.

	% wag.	stos. mol. × 1000
<i>SiO₂</i>	49·56	826
<i>Al₂O₃</i>	14·49	142
<i>Fe₂O₃</i>	4·42	28
<i>FeO</i>	9·43	131
<i>MnO</i>	0·17	2
<i>MgO</i>	5·10	127
<i>CaO</i>	8·50	152
<i>Na₂O</i>	2·10	34
<i>K₂O</i>	1·59	17
<i>H₂O</i> +	1·16	64
<i>H₂O</i> —	1·31	73
<i>TiO₂</i>	2·03	25
<i>P₂O₅</i>	0·20	1
<i>CO₂</i>	0·28	6
Suma .	100·34	

Normatywny skład mineralny (według C. I. P. W.).

kw. 4·74

or. 9·45

ab. 17·82

an. 25·30

di. $\left. \begin{array}{l} CaSiO_3 \quad 6\cdot03 \\ MgSiO_3 \quad 3\cdot10 \\ FeSiO_3 \quad 2\cdot77 \end{array} \right\} 11\cdot90$

hy. $\left. \begin{array}{l} MgSiO_3 \quad 9\cdot60 \\ FeSiO_3 \quad 7\cdot79 \end{array} \right\} 17\cdot39$

mt. 6·50

ilm. 3·80

ap. 0·34

kalc. 0·60

Parametry magmowe bazaltu normalnego ze Złaźnego. "III. "5. (3) 4. "4.

Bazalt szklisty. Ze Złaźnego opracowaną została ponadto szklista odmiana bazaltu (Tabl. II, fot. 5), której pozycję geologiczną określiłem powyżej. Jest to skała, którą nawet makroskopowo wyróżnić można z łatwością, ponieważ jest ona przepelniona „oczkami“ substancji szklistej.

W szlifie uderza przede wszystkim duża ilość szkliwa. Skalenie nie różni się od opisywanych już labradorów. Pomiarzy znikania światła wykazały średnio $Ab_{45} - An_{55}$. Listewki ich są jednak większe, przewyższając czasami skalenie z bazaltu berestowieckiego. Są one często łukowato wygięte, prawdopodobnie zdeformowane wskutek jakichś napięć przy krzepnięciu magmy. Pirokseny wykazują tutaj cechy analogiczne do cech piroksenów bazaltu berestowieckiego. Na obwódce $2V_{\alpha} = 30 - 45^{\circ}$, w rdzeniach spada niekiedy $2V_{\alpha}$ do 12° . $C: \gamma = 43^{\circ}$. Powyższe cyfry świadczą zatem o obecności i w tej odmianie bazaltu pigeonitów.

Pirokseny i skalenie przerastają się nawzajem w sposób bardzo ścisły, dając niekiedy obraz jak gdyby zrostów grano-

frowych. Tlenki żelaza (magnetyt i ilmenit) są w tej skale obfite, mając często postać żerdkowatą. Substancja chlorytowa, tak włóknista, jak i izotropowa występuje obficie. Szklivo przepełnione jest mikrolitami (skaleni, piroksenów, apatytów i t. d.) i jest tak bogate w tlenki żelaza, że stało się prawie nieprzezroczyste.

Pomiar metodą planimetryczną Rosiwala wykazał, iż skala ta składa się procentowo z 22·1 plagjoklazu, 13·9 piroksenu, 7·7 tlenków żelaza, 42·3 szkliwa, oraz 13·9 substancji chlorytowej.

Analiza chemiczna.

Bazalt szklisty. Złazne.

	% wag.	stos. mol. × 1.000
SiO_2	51·60	860
Al_2O_3	12·51	123
Fe_2O_3	5·85	37
FeO	9·24	128
MnO	0·23	3
MgO	2·72	68
CaO	7·70	138
Na_2O	2·40	39
K_2O	2·24	24
H_2O+	2·02	112
H_2O-	1·60	89
TiO_2	1·68	21
P_2O_5	0·29	2
CO_2	0·36	8
Suma .	100·44	

Normatywny skład mineralny (według C. I. P. W.).

kw. 9·42

or. 13·34

ab. 20·44

an. 16·68

di. $\left\{ \begin{array}{l} CaSiO_3 \quad 7·42 \\ MgSiO_3 \quad 3·10 \\ EeSiO_3 \quad 4·36 \end{array} \right\} 14·88$

hy. $\left\{ \begin{array}{l} MgSiO_3 \quad 3·70 \\ FeSiO_3 \quad 5·28 \end{array} \right\} 8·98$

mt. 8·58

ilm. 3·19

ap. 0·67

kalc. 0·80

Parametry magmowe.

(II) III. 4'. 3. (3) 4.

W analizie chemicznej bazaltu szklistego uderza pozycja sodu i potasu, która w porównaniu z bazaltami normalnymi jest wyższą.

W związku z występowaniem dużej ilości szkliwa w bazalcie szklistym widzimy również duże różnice w odpowiednich pozycjach „normy“.

Bazalt zwietrzały. W Złaźnem w stropie bazaltów, a pod utworami osadowymi występuje skała szara, piaszczysta o średniej miąższości 1 m. W mikroskopie możemy zauważyć, iż skała ta jest zwietrzałą odmianą normalnego bazaltu. (Tabl. II, fot. 6). Skalenie są tutaj stosunkowo dobrze zachowane, natomiast pirokseny znikły zupełnie. Tlenki żelaza mają delikatne naloty leukoksenu. Substancja chlorytowa i tutaj widoczna, wyróżnia się od chlorytowych produktów przeobrażenia piroksenów swą czystością.

Analiza chemiczna.

Bazalt zwietrzały. Złaźne.

	% wag.	stos. mol. × 1.000
<i>SiO₂</i>	47.26	788
<i>Al₂O₃</i>	19.27	189
<i>Fe₂O₃</i>	10.62	66
<i>FeO</i>	1.48	21
<i>MnO</i>	0.10	1
<i>MgO</i>	1.35	34
<i>CaO</i>	5.11	91
<i>Na₂O</i>	1.88	30
<i>K₂O</i>	1.65	17
<i>H₂O</i> +	4.08	227
<i>H₂O</i> —	5.33	296
<i>TiO₂</i>	1.43	18
<i>P₂O₅</i>	0.20	1
<i>CO₂</i>	śląd	—
Suma .	99.76	

Normatywny skład mineralny (według C. I. P. W.).

kw. 17.76

or. 9.45

ab. 15.72

an. 24.46

di. —

hy. { *MgSiO₃* 3.40

FeSiO₂ —

mt. 0.93

ilm. 2.74

hem. 9.92

ap. 0.16

kor. 5.51

Analiza, jakoteż normatywny skład mineralny rzucają pewne światło na proces wietrzenia bazaltów,

będąc doskonałym sprawdzianem badań mikroskopowych. Widzimy przedewszystkiem, iż w procesie wietrzenia najmniej ucierpiał skalenie, stąd też naogół niezmienione pozycje w składzie normatywnym u „or. ab. i an.“. Brak natomiast cząsteczki diopsydowej i nieznaczna ilość hyperstenowej świadczy o zgodności z obserwacjami mikroskopowymi, które wykazały zupełny zanik piroksenu w szlifie. Otrzymana duża ilość normatywnego kwarcu, wreszcie hematytu i korundu jest również dowodem przeobrażenia się skały.

Pfaffius analizował również bazalt zwietrzały. Określa on tę skałę jako „zielonkawo-szarą glinę, która jest ostatecznym produktem rozkładu bazaltu i która spoczywa bezpośrednio pod warstwą kredy“. Wedle tego autora w kwasie solnym rozpuściło się 67%, części nierozpuszczalnych zostało 33%.

M i c k.

Bazalty, występujące w obrębie wsi Micka (kolonja Mutwica) zostały poraz pierwszy opisane przez Małkowskiego. Mały kamieniołom o głębokości 2—3 m, założony w r. 1924 dostarczał bazaltu jako materiału do budowy kościoła w Kołkach, wreszcie na fundamenty pod szkołę w Hucie Stepańskiej. Obecnie eksploatują okoliczni właścianie tę skałę w drobnej ilości dla własnych potrzeb.

Bazalt tutaj występujący nie wykazuje oddzielności słupowej. Kierunek kłiważy zgodny z kierunkiem obserwowanym w Berestowcu (h. 11).

Makroskopowo skała ta nie różni się od bazaltów berestowieckich i złaźniańskich.

W mikroskopie można zauważyć, iż bazalt z Micka na ogół nie odbiega od typu ze Złaźnego. (Tabl. II, fot. 3). Ziarna minerałów są tu jednak mniejsze, tak, że i planimetrowanie szlifu, jakoteż podanie bliższych danych optycznych minerałów natrafia na duże trudności. Z wysokich współczynników załamania i wielkich kątów znikania światła u albitowo zbliżnionych listewek skaleni możemy wnioskować, że i tutaj występuje labrador. Pirokseny nie różnią się cechami optycznymi od piroksenów Złaźnego. Częstsze są tutaj pseudomorfozy po oliwinie, które wypełnia intensywnie zielona substancja charakteryzująca się obfitem wydzieleniem tlenków żelaza. Niekiedy pseudomorfozy te są doskonale idiomorfijne. Tlenki żelaza występują licznie w postaci małych grudek. Nadzwyczaj drobne interstycja między skaleniami zajmuje bezbarwna, izotropowa lub słabo dwójłonna substancja, która przechodzi niekiedy w substancję barwy zielonawej, prawdopodobnie chlorytową. Wobec nadzwyczaj drobnych rozmiarów tych interstycjów oznaczenia mikroskopowego nie można było dokonać. Zapewne w tej substancji ukrywa się „normatywny kwarzec“. Skałę przecinają nieregularne żyłki kalcytu.

Analiza tej skały wykazała następujący skład:

Bazalt. Mick (Mutwica).

	% wag.	mol. × 1.000 stos.
<i>SiO₂</i>	47·90	798
<i>Al₂O₃</i>	15·28	150
<i>Fe₂O₃</i>	6·83	43
<i>FeO</i>	5·62	78
<i>MnO</i>	0·15	2
<i>MgO</i>	6·19	155
<i>CaO</i>	10·34	185
<i>Na₂O</i>	2·12	34
<i>K₂O</i>	1·38	15
<i>H₂O</i> +	1·42	79
<i>H₂O</i> -	1·61	89
<i>TiO₂</i>	1·29	16
<i>P₂O₅</i>	0·16	11
<i>CO₂</i>	0·13	30
Suma .	100·42	

Normatywny skład mineralny (według C. I. P. W.).

	kw.	2·88		
	or.	8·34		
	ab.	17·82		
	an.	28·08		
<i>di.</i>	{	<i>CaSiO₃</i>	9·05	} 17·11
		<i>MgSiO₃</i>	7·00	
		<i>FeSiO₃</i>	1·06	
<i>hy.</i>	{	<i>MgSiO₃</i>	8·50	} 10·22
		<i>FeSiO₃</i>	1·72	
	mt.	9·98		
	ilm.	2·43		
	ap.	0·34		
	kalc.	0·30		

Parametry magmowe.

“III. 5. “4. 4.

Polica (Dołhe Pole).

Pierwszą wiadomość o występowaniu skały pokrewnej bazaltom berestowieckim w okolicy Policy podał Tutkowskij w r. 1912. Małkowski opisując bazalt z Policy, podaje, iż jest on bardzo podobny do bazaltu z Micka. Znalazł on ponadto okaz bazaltu, wykształconego w postaci gąbczastej.

Mimo poszukiwań odmiany gąbczastej nie zdołałem odszukać. Małe odsłonięcia bazaltu normalnie wykształconego widoczne są na zachód od Dołhego Pola. Kilka małych jam dostarczało materiału okolicznej ludności na własne potrzeby. Między innymi ślady eksploatowanego bazaltu widzimy w fundamentach cerkwi w Policy.

Pod mikroskopem dadzą się zauważyć tylko nieznaczne różnice w stosunku do bazaltu z Micka. (Tabl. II, fot. 4). Wykształcenie i wielkość ziarn analogiczne. W skale tej zdołano stwierdzić konoskopowo obecność kwarcu.

Analiza chemiczna.

Bazalt Polica.

	% wag.	mol. × 1.000 stos.	Normatywny skład mine- ralny (według C. I. P. W.).
<i>SiO₂</i>	49·62	827	kw. 8·94
<i>Al₂O₃</i>	14·67	144	or. 8·90
<i>Fe₂O₃</i>	8·18	51	ab. 18·34
<i>FeO</i>	4·15	58	an. 25·85
<i>MnO</i>	0·22	3	<i>di.</i> { <i>CaSiO₃</i> 6·38 } <i>MgSiO₃</i> 5·50 } 11·88 <i>FeSiO₃</i> — }
<i>MgO</i>	5·31	133	
<i>CaO</i>	8·81	157	
<i>Na₂O</i>	2·16	35	<i>hy.</i> { <i>MgSiO₃</i> 7·60 } <i>FeSiO₃</i> — }
<i>K₂O</i>	1·52	16	
<i>H₂O</i> +	1·69	94	mt. 9·98
<i>H₂O</i> —	1·55	86	ilm. 2·74
<i>TiO₂</i>	1·40	18	hem. 1·28
<i>P₂O₅</i>	0·21	2	ap. 0·67
<i>CO₂</i>	0·15	3	kalc. 0·30
Suma .	99·64		Parametry magmowe. II (III). 4 (5). (3) 4. '4.

Zakończenie.

Skały dorzecza Horynia możemy określić jako bazalty plagioklazowe, o składzie mineralnym: skaleń, piroksen, tlenki żelaza, szkliwo wulkaniczne i substancja chlorytowa. Jako minerały poboczne występują oliwin, lub też pseudomorfozy po oliwinie (Złaźne, Mick), wreszcie kwarciec (Złaźne, Mick, ^(?) Polica).

Kwarciec normatywny w tych skałach pozwala porównać bazalty wołyńskie ze skałami analogicznymi z Madagaskaru, które Lacroix ¹⁾ określa jako sakalawity. Skały tego typu określa ten badacz jako lawy czarne o facjesie bazaltowym. Odróżnienie ich od bazaltów jest przeważnie nie możliwe bez pomocy analizy chemicznej. Przeliczenie analiz na normę daje zawsze pewną ilość krzemionki niezwiązanej tak, iż parametr trzeci otrzymuje wartość 4. ze wszystkimi przejściami stopniowymi aż do wartości 5. Pomimo nadmiaru krzemionki mogą sakalawity zawierać drobne ilości oliwinu. Kwarciec może być w nich

¹⁾ A. Lacroix. Minéralogie de Madagascar. III.

wydzielony, lecz zwykle jest on ukryty. Ze względu na jakość skaleni *La croix* wyróżnia sakalawity andezynowe, labradorowe, bytownitowe. W naszym przypadku mamy więc sakalawity labradorowe.

W wykresie dyferencjacyjnym Niggliego (rys. 2) bazalty wołyńskie mieszczą się między typem magmy normalno-gabrowej, a gabro-diorytowej. Wszystkie wartości odpowiadają magmie gabrowej Niggliego, natomiast względnie wysokie *si* zbliża położenie punktów znacznie ku magmie gabro-diorytowej. Odpowiada temu nawet bazalt szklisty przy *si* 144, który różni się jedynie nieco większem *alk*.

Bazalt z Micka ma stosunkowo niskie *fm*, zaznaczyć jednak należy, że skała ta jest nieco zwietrzała.

W projekcji Niggliego umieszczony dla porównania bazalt z Bardo (Góry Świętokrzyskie)¹⁾, pozycją swą nie odbiega od bazaltów wołyńskich, co w pewnej mierze może świadczyć o kummagmatyzmie tych skał²⁾. Natomiast w projekcji odbiegają znacznie od bazaltów wołyńskich melafiry i diabazy obszaru Krakowskiego³⁾, odpowiadając swemi pozycjami przejściu od magmy granodiorytowej do diorytowej.

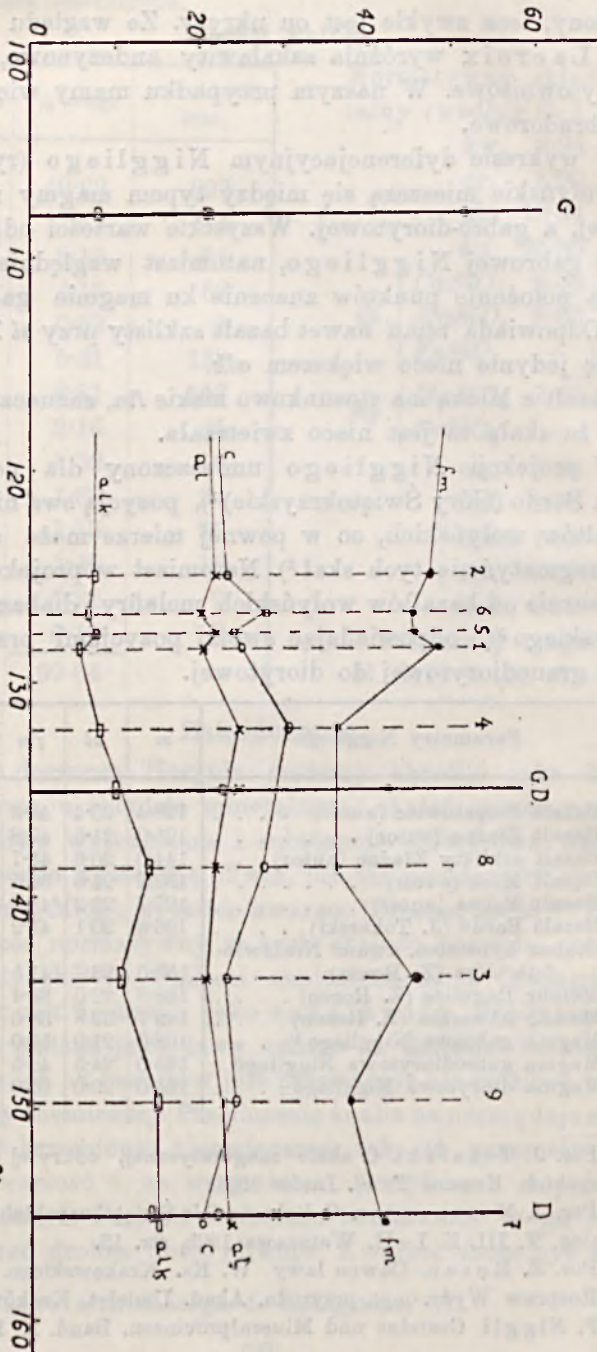
	Parametry Niggliego	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>
1.	Bazalt Berestowiec (autor)	128·4	20·4	48·5	25·2	5·9
2.	Bazalt Złazne (autor)	125·0	21·5	47·8	23·0	7·7
3.	Bazalt szklisty Złazne (autor)	144·0	20·6	45·7	23·1	10·6
4.	Bazalt Mick (autor)	132·2	24·8	36·5	30·6	8·1
5.	Bazalt Polica (autor)	127·7	22·2	45·6	24·3	7·9
6.	Bazalt Bardo (J. Tokarski)	126·8	20·1	45·2	23·0	6·7
7.	Diabaz hypersten. kwarc. Niedźwie- dzia Góra (Z. Rozen)	155·0	23·7	41·5	20·2	14·6
8.	Melafir Regulice (Z. Rozen)	138·3	22·0	36·4	27·4	14·2
9.	Melafir Alwernia (Z. Rozen)	149·7	22·8	33·0	24·2	15·0
G.	Magma gabrowa Niggliego ⁴⁾	108·0	21·0	52·0	21·0	6·0
G. D.	Magma gabrodiorytowa Niggliego	135·0	24·5	42·5	23·0	10·0
D.	Magma diorytowa Niggliego	155·0	29·0	35·0	22·0	14·0

¹⁾ Por. J. Tokarski. O skale magmatycznej, odkrytej w Górach Świętokrzyskich. Kosmos T. 46. Lwów 1921.

²⁾ Por. J. Morozewicz. O diabazie Gór Świętokrzyskich. Sprawozd. P. I. Geolog. T. III. Z. I—II. Warszawa 1925, str. 13.

³⁾ Por. Z. Rozen. Dawne lawy W. Ks. Krakowskiego. T. XLIX. Serji A. Rozpraw Wydz. mat.-przyrodn. Akad. Umiejęt. Kraków 1909.

⁴⁾ P. Niggli. Gesteins und Mineralprovinzen. Band. I. Berlin 1923.



Rys. 2.
Wykres Nięglięgo.

Część geologiczna.

Przedmiotem badań były również wiek i forma geologiczna bazaltów wołyńskich. Odnosnie do tej ostatniej, postawiono dwie tezy. Z jednej strony uważano bazalty za lakkolit, z innej za zwykłą formę erupcji powierzchniowej.

Wspomniany już odkrywca i pierwszy badacz bazaltów wołyńskich Tyszeckij (l. c.) stwierdził, że należy je odnieść do epoki przedtrzeciorzędowej. Również Karpińskij (l. c.) po szczegółowym zapoznaniu się ze stosunkami, panującymi między bazaltami, a nadległymi wapieniami określił ich wiek jako przedkredowy. Tak samo Pfaffius (l. c.) w rozdziale trzecim swej monografji podaje wyniki badań geologicznych nad utworami osadowymi Berestowca i Złaźnego stwierdzając, iż na bazalcie spoczywa bezpośrednio kreda, której miąższość np. w Złaźnem wynosi pięć stóp. Według tego autora stosunek skał osadowych do bazaltów świadczy o przedtrzeciorzędowym wieku bazaltów wołyńskich.

Siemiradzki¹⁾, wypowiadając się za dolnokredowym wiekiem skał dorzecza Horynia, jako dowód przytacza fakt, iż „w okresie tym, w przeciwieństwie do górnej kredy, objawiła się ożywiona czynność wulkaniczna, której śladami są karpackie cieszynity oraz paleobazalty Krymu“.

W r. 1921 Morozewicz²⁾ w czasie wycieczki do Złaźnego, zwrócił uwagę, iż w stropie bazaltów, występujące skały wapienno-kredowe wykazują ślady metamorfizmu kontaktowego. W ślad zatem uznał Małkowski³⁾ opisywane bazalty za młodsze od znajdujących się w ich stropie skał formacji kredowej, a które w formie lakkolitu zastygły pod powierzchnią kredy.

Cz. Kuźniar⁴⁾ czas erupcji tych skał związał z ruchami górotwórczemi, które poprzedziły transgresję paleogeńską.

Spostrzeżenia prof. Tokarskiego i moje⁵⁾, których wyniki zostały już częściowo w formie komunikatu podane, są

¹⁾ Geologja Ziem Polskich. T. II, str. 123—124. Lwów 1909.

²⁾ Posiedzenia P. I. Geolog. Nr. 1, str. 7. Warszawa 1921.

³⁾ Posiedz. P. I. Geolog. Nr. 5, str. 19. Warszawa 1923 i Spraw. P. I. Geolog. Warszawa 1926.

⁴⁾ Sprawozd. P. I. Geolog. str. 531. Warszawa 1932.

⁵⁾ Prof. J. Tokarski. Petrografja Lwów 1928 i M. Kamieński. Tufy wulkaniczne w Berestowcu. Kosmos T. 52. Lwów 1927.

odnośnie do ostatnio przyjętej koncepcji wieku i genezy odmienne.

W Berestowcu i Złaznem w stropie bazaltów występują wapienie zbite, barwy jasno-brunatnej, przechodzące niekiedy w druzgot, zawierający liczne odłamki krzemieniste. Gdzieś tam wapienie te zwłaszcza w dolnej części występują w odmianie zlepieńcowej (z otoczkami kwarcu). Występują one w formie nieregularnych płytów o miąższości zmiennej, wynoszącej kilka do kilkudziesięciu *cm*. Wapienie te charakteryzuje wielka ilość skamieniałości, przede wszystkim małży, ramionogów i jeżowców. Przypominają one znane z innych obszarów Polski wapienie skaliste tak, że na pierwszy rzut oka robią wrażenie jury. Zbiór zebranej fauny odstąpiony do opracowania nie został jeszcze oznaczony, nie mogę więc ściśle zdefiniować wieku geologicznego tych wapieni. Faktem jest jednak, że spoczywają one pod kredą turońską (normalnej facji). Występują również i w szczelinach bazaltowych, mają one niekiedy zielone naloty, które można wytłumaczyć wtórną infiltracją roztworów, wylugowanych z bezpośredniego podłoża bazaltowego.

W wapieniach tych znajdują się licznie otoczaki bazaltowe, dochodzące niekiedy kilkunastocentymetrowej średnicy. Nie różnią się one ani strukturą, ani składem mineralnym od zwykłego, z masywu wziętego bazaltu. Charakterystycznym jest również, iż w szlifach partje graniczne tych otoczek z wapieniami nie wykazują nawet śladu metamorfizmu kontaktowego. Sprzeciwia się to wnioskowi Małkowskiego (l. c.), który podobne otoczki widział lecz o wielkości mniejszej, bo zaledwie kilkumilimetrowej, uważając je za „kulki“ lawy bazaltowej, które wcisnęły się w obręb wapieni i tam zakrzepły. Autor ten przyjmuje to jako jeden z dowodów lakkolitowej formy geologicznej bazaltów wołyńskich.

Otoczaki te są jednym z bardzo ważnych dowodów, przeciwstawiających się tezie o lakkolitowej formie bazaltów.

Drugim dowodem może być górna granica bazaltów, która posiada znamiona abrazyjne, nie zaś kontaktowe.

Trzeciego dowodu dostarczają opisane już tufy z Berestowca, wśród których znajdują się mniejsze i większe bryły skał odmiennych od bazaltu, między innymi w przeważającej ilości skał sanidynitowych.

Fakt istnienia tufów w Berestowcu, rzuca nowe dane na genezę skał dorzecza Horynia. Świadczą one najlepiej, iż bazalty należą do serji produktów wulkanicznych, nie zaś do lakkolitu.

W Berestowcu mamy zatem do czynienia z wulkanem, z którego dziejów znane nam są obecnie dwie fazy: erupcje materiałów sypkich, które utworzyły wyżej opisane tufy i rozlaną na nich pokrywę bazaltową o miąższości kilkunastu metrów dotychczas znaną, jako jedyna odsłaniająca się na tym obszarze skała magmowa.

W ścisłym związku z Berestowcem pozostają znane nam obecnie miejsca występowania bazaltów w Złaznem, Micku i Policy, tworząc w sumie szereg wulkanów, osiadłych wzdłuż linii tektonicznej, należącej do systemu scytyjskiego. (Kuźniar).

Wedle uzyskanych ustnych informacji zostały ostatnio odkryte tufy również i w Micku. Prowadzone obecnie przez Państw. Inst. Geolog. wiercenie na tym obszarze rzuci niewątpliwie garść nowych danych do historii wulkanów dorzecza Horynia. Najprawdopodobniej pod tufami zalegają skały typu sanidynitowego, tak licznie znachodzone w tufach berestowieckich, jako bryły rozmaitej wielkości.

Reasumując powyższe dane, musimy kontakt bazaltu z wyżejjętymi wapieniami interpretować odmiennie niż Małkowski. Wrócić musimy do dawniejszych poglądów, które reprezentowali Tyszeckij, Karpińskij, Pfaffius i Siemiradzki, stwierdzając, że bazalty dorzecza Horynia przedstawają erupcje wulkanów kredowych, czy też przedkredowych.

W toku swej pracy korzystałem z wielkiej pomocy prof. Dr. J. Tokarskiego, któremu na tem miejscu składam serdeczne podziękowanie.

Również kolegom Dr. K. Smulikowskiemu i Dr. J. Rylskiemu za szereg wskazówek szczerze dziękuję.

Państwu Madeyskim z Berestowca za uprzejmą gościnę, wreszcie za szereg informacji, dotyczących kamieniołomów, leżących na Ich terenie winienem osobne podziękowanie.

R É S U M É.

L'auteur présente les résultats de ses observations pétrographiques et géologiques sur les basaltes de Volhynie qui apparaissent au Nord de Równe dans les localités de Berestowiec, Złazne, Mick, Polica. La composition minéralogique et chimique permet de ranger ces roches dans les basaltes à plagioclase; elles sont comparables à certaines roches basaltiques de Madagascar, désignées par A. Lacroix sous le nom de „sakalavites“, à cause de présence constante du quartz virtuel, mise en évidence par le calcul des analyses chimiques. La composition minéralogique réelle des basaltes volhyniens est la suivante: plagioclase, pyroxène, oxydes de fer (magnétite et ilménite), pâte vitreuse et substance chloriteuse. Le feldspath est un labrador. Les pyroxènes sont incolores ou jaunes pâles, dépourvus de polychroïsme net. Les propriétés optiques permettent de déterminer le pyroxène comme l'augite diopsidique. Les parties centrales de plusieurs grains de pyroxène montrent cependant une certaine différence au point de vue optique. L'angle des axes optiques petit, atteignant 12° , aussi que la biréfringence un peu plus petite, permettent de définir le pyroxène comme une variété riche en magnésie, la pigeonite.

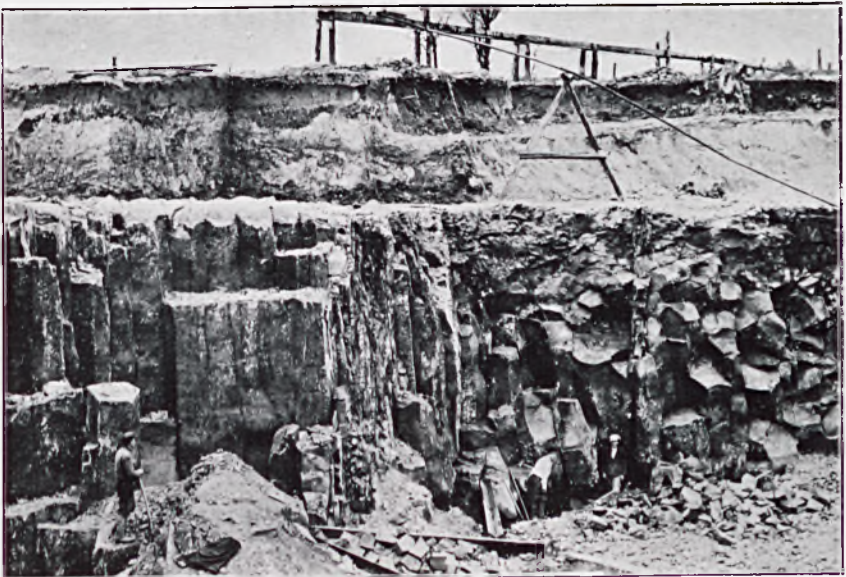
La substance verte qui remplit souvent les fentes entre les piliers de basalte correspond à la séladonite. La caractéristique chimique de cette séladonite, dont l'analyse est donnée dans le texte polonais, est la forte teneur en potasse avec très peu de soude et une prépondérance remarquable de Fe_2O_3 sur FeO .

L'auteur s'est occupé de l'âge et du mode de gisement des basaltes volhyniens. La forme laccolitique de ces roches, admise par certains auteurs, a été réjetée grâce à la découverte des tufs qui apparaissent sous la couverture basaltique à Berestowiec. Ces tufs, de couleur rouge-cerise, sont en général de structure pélite, quelquefois conglomératique. Dans ce dernier cas les fragments appartiennent à des roches volcaniques très variées. On a trouvé en outre des galets de basalte dans les calcaires qui la recouvrent, ce qui prouve que les basaltes volhyniens ne peuvent pas être considérés comme une

Tabl. I.

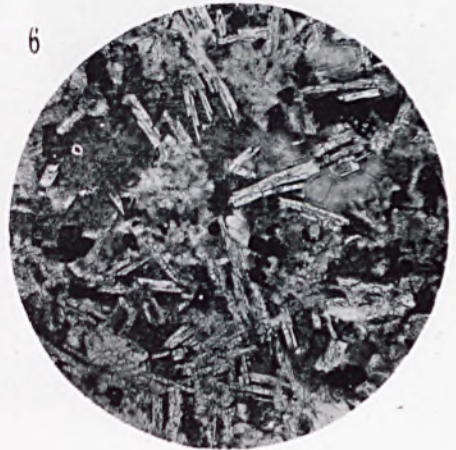
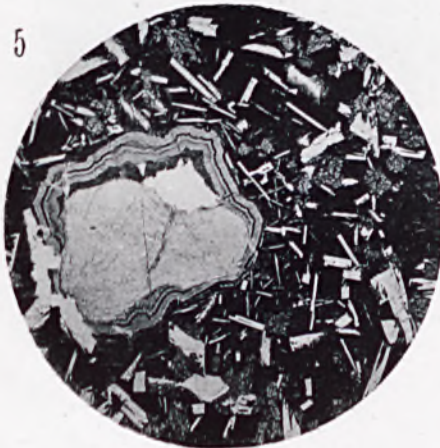
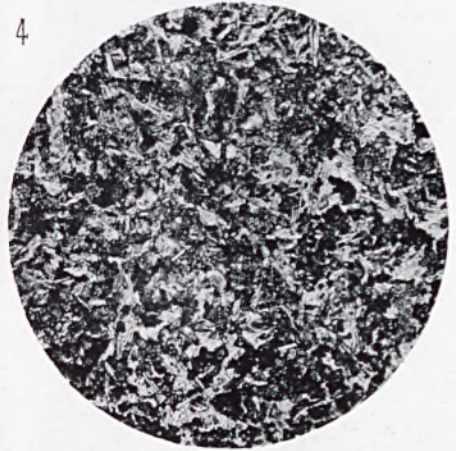
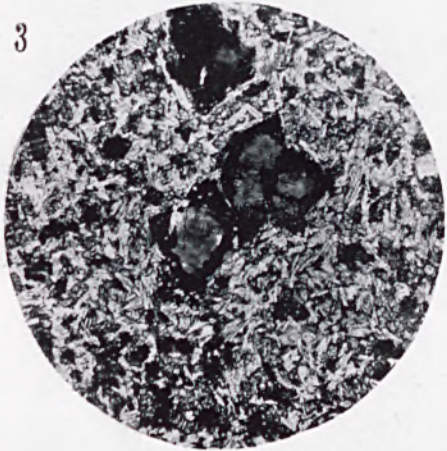
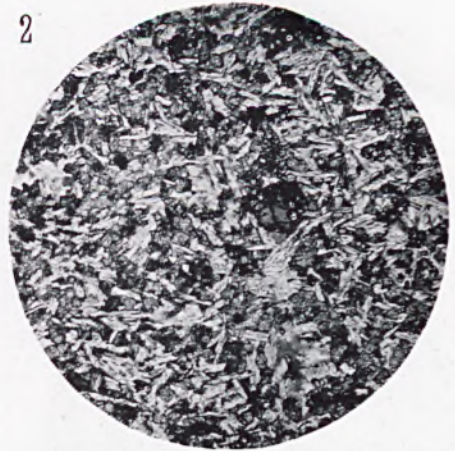


Fot. 1.



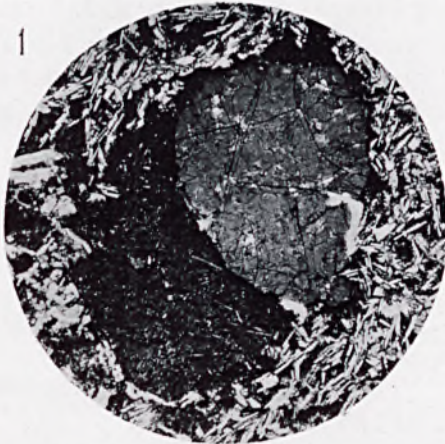
Fot. 2.

Tabl. II.

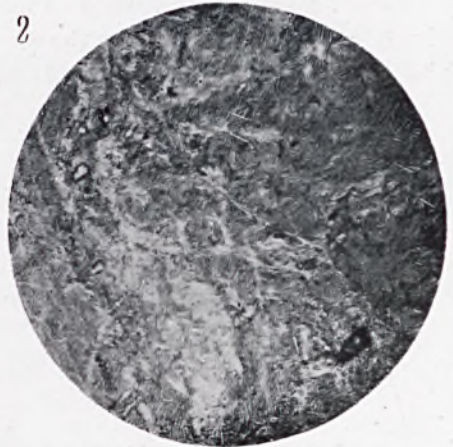


Tabl. III.

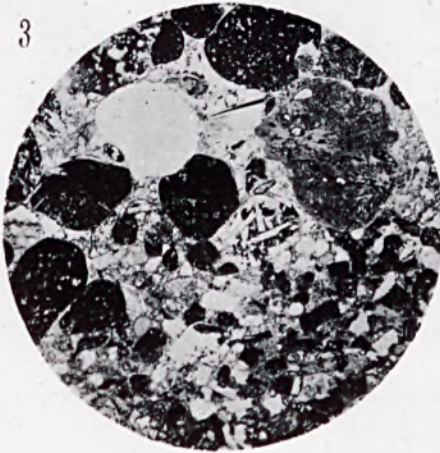
1



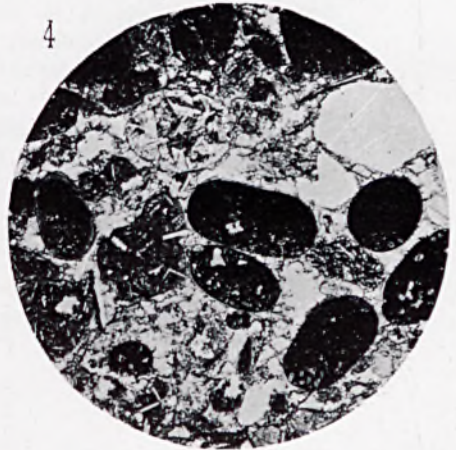
2



3



4



laccolite, mais qu'ils présentent une véritable forme d'épanchement.

Les calcaires qui reposent sur les basaltes sont jaunâtres ou brunâtres et riches en fossiles et ils rappellent beaucoup certains calcaires jurassiques bien connus dans les autres régions de Pologne. Sur ces calcaires repose le turonien typique. Pour définir strictement l'âge des basaltes en question il faudrait d'abord déterminer les fossiles trouvés dans les calcaires, mais en tous cas il est certain, qu'ils se sont formés avant le turonien.

Objaśnienie tablic. (Explication des planches).

Tabl. I.

Fot. 1. Słupy pionowe bazaltu (Kamieniołom „Tow. Ekspl. Kam.“ w Berestowcu). (Les piliers verticales du basalte).

Fot. 2. Zdeformowana partja bazaltu w Berestowcu. (Une partie déformée du basalte à Berestowiec).

Tabl. II.

Fot. 1. Bazalt z Berestowca. (Le basalte de Berestowiec).

Fot. 2. Bazalt ze Złaźnego. (Le basalte de Złaźne).

Fot. 3. Bazalt z Micka, (widoczne pseudomorfozy po oliwinie).
Le basalte de Mick, (Visibles sont les pseudomorphoses d'olivine).

Fot. 4. Bazalt z Policy. (Le basalte de Polica).

Fot. 5. Bazalt szklisty ze Złaźnego. (Basalte au fond vitreux).

Fot. 6. Bazalt zwietrzały ze Złaźnego. (Basalte décomposé).

Tabl. III.

Fot. 1. „Oczko“ w bazalcie z Berestowca. (Ocelle vitreux dans le basalte de Berestowiec).

Fot. 2. Seladonit z Berestowca. (Céladonite de Berestowiec).

Fot. 3 i 4. Tufy z Berestowca. (Tuf de Berestowiec).

Z petrografji trzonu krystalicznego Tatr.

(Contribution à l'étude pétrographique du massif cristallin de Tatra).

Napisał

WIKTOR NECHAY.

Badania granitu tatrzańskiego rozpoczął St. Staszic (40) w r. 1815, oraz Ludwik Zejszner (58) w r. 1842, który wykonał pierwszą mapę geologiczną Tatr (59). Zejszner podał hipotezę o intruzywnem pochodzeniu granitu tatrzańskiego. W roku 1851 (60) po raz pierwszy zajmuje się makroskopowem wyróżnieniem minerałów wchodzących w skład skał tatrzańskich, wymieniając nast. ich gatunki: biotyt, muskowił, epidot, kwarc, skalenie, które wchodzą w skład granitu i gnejsu oraz granito-gnejsu. Z pośród skał tatrzańskich wyróżnia pegmatyty, uważając je za odmiany granitu.

W roku 1853 J. Streng (41) podaje 3 pierwsze analizy chemiczne granitu z Morskiego Oka, Zimnej Doliny i Wielkiej Doliny. W ostatnio wymienionej analizie uwagę zwraca wielka przewaga $K_2O = 6,39$ nad $Na_2O = 2,03$.

W latach 1867 i 1868 Stache po raz pierwszy wydziela w Tatrach prawie wszystkie formacje stratygraficzne, które tam istnieją.

A. Alth w r. 1878 (1) zajmuje się badaniami geologicznemi skał osadowych Tatr: do petrografji trzonu krystalicznego nie wnosi nic nowego. Dopiero badania J. Morozowicza w r. 1888 (20) rozpoczęły okres szczegółowych badań petrograficznych. W r. 1891 (21) autor ten poraz pierwszy podaje mikroskopowy opis granitu tatrzańskiego i rozbiory chemiczne granitu z Kołowego Wierchu i Czeskiej Doliny oraz dwie analizy pegmatytów z Łomnicy i Czerwonych Wierchów. W r. 1891 zajmuje się

prof. Morozewicz (21) rozmieszczeniem łupków krystalicznych, gnejsów i granitów w Tatrach, wprowadzając podział na Tatry Wschodnie granitowe, Środkowe z przewagą łupków krystalicznych i amfibolitów, oraz Zachodnie z przewagą gnejsów w części południowej, a granitów w części północnej.

W tym czasie pojawia się praca Szadeczky'ego (42), który podaje skład mineralny granitu z Łomnicy, opisuje minerały występujące w Tatrach wogóle oraz profil geologiczny od Zimnej doliny po Zdziar i stwierdza, że granit tatrzański uległ deformacji pod wpływem znacznego ciśnienia tektonicznego.

W roku 1897 V. Uhlig (50) rozpoczął opracowanie mapy geologicznej Tatr i podał zarys budowy tektonicznej trzonu krystalicznego, który uważa za batolit sfałdowany i odsłonięty przez czynniki erozyjne. Wyróżnia antyklinę w wyspie północnej krystalicznej i dwie synkliny.

Praca L. Gorazdowkiego z r. 1899 (6), zawiera pierwsze analizy minerałów skałotwórczych granitu tatrzańskiego i łupków krystalicznych. Autor ten podaje dokładną analizę muskowitu z Kasprowej i Łomnicy, biotyту z granitu i łupków z Granatnicy, ortoklazу różowego z Zawratu, plągjoklazу z diorytu oraz hornblendy z amfibolitu z Pysznej.

Z. Weyberg w dwóch pracach kontynuuje badania petrograficzne skał krystalicznych Tatr, podaje szereg analiz amfibolitu, plągjoklazу, muskowitu i biotyту, analizę gnejsu z Suchego Kondrackiego i granitu z Pośredniego Goryczkowego. W roku 1901 (54) zestawia 32 analiz skał tatrzańskich różnych autorów, w tem 12 wykonanych przez siebie.

Dalszy okres badań nad Tatrami to prace geologiczne dotyczące tektoniki Tatr: Uhliga (52) Lugeona (16) i Limanowskiego (18), którzy przyjmują budowę płaszczowinową Tatr ustaloną w czasie wycieczki Międzynarodowego Kongresu Geologicznego w Wiedniu w r. 1903.

Dalszy szereg prac petrograficznych okazuje się w roku 1909. Morozewicz (22) podaje nowe analizy granitu W. Pawlicy z Kosistej i Z. Weyberga z Pośredniego Goryczkowego oraz stwierdza obecność turmalinów w żyłach pegmatytu z Czuby Goryczkowej. Pod względem systematyki zalicza on granit tatrzański, który określa jako „normalny“, do prowincji alkaliczno-wapiennej. W tym samym roku Z. Weyberg w wyczerpują-

cej pracy (55) zajmuje się składem chemicznym mik tatrzańskich i oznaczeniem ich ciężaru właściwego, — podaje również analizę granitu z Zawratu (56 i 57).

W roku 1911 okazuje się w druku praca Morozewicza o granicie karpackim (23), w której porównywa on wyniki badań granitu tatrzańskiego z badaniami petrograficznymi autorów węgierskich i wiedeńskich innych trzonów granitowych wewnętrznego łuku Karpat.

Okres ten zamyka praca M. Limanowskiego (19) z tegoż roku o tektonice północnej wyspy krystalicznej, a w referacie wygłoszonym na XI. Zjeździe lekarzy i przyrodników polskich w Krakowie, wyróżnia on wśród pegmatytów tej wyspy dwie generacje żył: starsze alkaliczno-wapienne i młodsze-alkaliczne.

Nowoczesne metody badań petrograficznych, opartych na podstawie nowoczesnej analizy chemicznej i mikroskopowej, zastosował w roku 1913 St. Kreutz (12), który opisał łupek granatowo-syllimanitowy z doliny Bystrego i przeprowadził analogję tegoż z łupkiem odkrytym przez Morozewicza w Granatnicy. W tym samym roku ogłosił ten autor pracę (13) o wykrytym przez siebie Limburgicie z Doliny Suchej pod Osobitą, który uważa za tuf wulkaniczny pochodzący z okresu pomiędzy doggerem a kredą.

Równocześnie okazuje się praca W. Pawlicy o pegmatytach, (29) w której ten przedwcześnie zmarły autor podaje kilka analiz chemicznych i mikroskopowych tych skał, wyróżniając na podstawie składu chemicznego dwie generacje: starszą należącą do typu alkaliczno-wapiennego i młodszą typu alkalicznego.

Czesła w Kuźniar (14) zajmuje się petrografią tatrzańskich skał osadowych, podaje analizy chemiczne czerwonych łupków z potoku Tomanowej i Smytniej, łupków marglistych, ilastych, wapieni jurajskich z Przełęczy Kondrackiej, margli kredowych z Hali Pisanej, dolomitów z doliny ku Dziurze, wreszcie czerwonych i ciemnych łupków kajprowych i margli plamistych oraz fliszu podhalańskiego.

W następnym roku W. Pawlica publikuje pracę o gedrycie (amfibolu rombowym) (31), wykrytym w gnejsie z Gewontu, podając jego analizę chemiczną.

W tym samym roku J. Morozewicz (24) ogłasza pierwszą próbę syntetycznego ujęcia badań granitu tatrzańskiego,

w której wyróżnia granit normalny głównego trzonu Tatr „typ Kosistej“ oraz północnej wyspy krystalicznej „typ Goryczkowej“. Typ ostatni różni się od poprzedniego większą ilością biotytu i ciemniejszą barwą. Porównanie analiz chemicznych z Uhrocia Kasprowego¹⁾ i Pośredniego Goryczkowego²⁾ wykazało również różnice pod względem zawartości *MgO* oraz w plagioklazach obu typów. Oprócz większej ilości *MgO* w granicie typu Goryczkowej zauważył autor większą ilość cząsteczek anortytowych w plagioklazach.

W tym samym roku wspomniany autor ogłasza pracę o użyteczności technicznej granitu tatrzańskiego (25), w której podaje wyniki badań jego wytrzymałości na ciśnienie, ścieralności, twardości, ciężaru objętościowego, gęstości i porowatości granitu z Uhrocia Kasprowego, Opalonego i Roztoki.

Monografię petrograficzną z obszaru północnej wyspy krystalicznej ogłosił w r. 1915 W. Pawlica (32). W pracy tej podaje on szczegółowo rozmieszczenie skał krystalicznych na obszarze północnej wyspy, badania chemiczne i mikroskopowe, wyróżniając granit oligoklazowo-biotytowy, gnejs andezynowo-biotytowy, amfibolit, gedryt i pegmatyty; dochodzi też do wniosków ogólnej natury, że magma granitów alkaliczno-wapiennych może dać początek pochodnej magmie alkalicznej oraz, że na podstawie odpowiedniej dyferencjacji magmy wytworzyły się żyły pegmatytowe dwóch generacyj; najstarsze żyły zachowały charakter alkaliczno-wapienny, a najmłodsze są wybitnie alkaliczne.

W roku następnym ogłasza W. Pawlica pracę o złożach mineralnych Tatr (33), w której opisuje kruszce i rudy tatrzańskie, złoża krzemianowe, żyły zeolitowe (chabazyt i desmin), prenity, żyły epidotowe i chlorytowe, złoża ankerytowe, kalcytowe, syderytowe i barytowe. Pracę kończy opis żył kwarcowych i kwarcowo-antymonitowych.

W tym samym roku okazuje się w druku pierwsze ujęcie skał krystalicznych tatrzańskich i wołyńskich pod względem pokrewieństwa magmowego i związku genetycznego podane przez J. Tokarskiego (44). Autor ten umieszcza wszystkie dotych-

¹⁾ Analizował W. Pawlica.

²⁾ Analizował Z. Weyberg.

czas znane analizy w trójkącie Beckiego, stwierdzając odrębność budowy petrograficznej Wołynia i różnice pomiędzy granitami tych dwóch obszarów.

Po dłuższej przerwie w badaniach skał tatrzańskich, nowy okres prac zapoczątkował S. Jaskólski (10) opisując szczegółowe rozbiory chemiczne i mikroskopowe amfibolitu ze Starej Roboty, Hali Ornak, Dziurawego, Wołowca, Smereczyńskiego Wierchu, Kamienistej, Kasprowego, Goryczkowego Grzbietu oraz granitu z Trzydniowiańskiego i Ornaku.

W latach 1921, 22, 23 i nast. okazuje się serja prac z zakresu tektoniki, stratygrafji i geologii Tatr Rabowskiego, Goetla i Passendorfera w „Sprawozdaniach” z posiedzeń i Sprawozdaniach P. I. G. Szczególne znaczenie dla poznania budowy tektonicznej i geologicznej Tatr posiadają prace Rabowskiego „Budowa Tatr, pasmo wierzchowe” (34) i „Budowa Tatr pasmo reglowe” (35) oraz praca B. Swiderskiego: „Korzenie leżącego fałdu Czerwonych Wierchów” (43).

W roku 1925 J. Tokarski (45) podaje rozbiory chemiczne i mikroskopowe granitu z Małego Kościelca (odmiana ciemna i szara). W pracy tej zastosował on metodę porównawczą w zestawieniu mineralnego składu granitu poszczególnych punktów Tatr; wykrył również w granicie tatrzańskim dotychczas nieznanne minerały: mikroklin, muskowitz pierwotny, oraz pewne formy przeobrażenia mineralnego granitu jak myrmekit. Równocześnie Hamerska-Witkiewiczowa (7) ogłasza pracę o granicie z Miedzianego i Żłobistego Szczytu, podając analizy chemiczne i mikroskopowe.

W tymże roku okazuje się druga praca J. Tokarskiego (46) o granicie z Granatów, w której autor wypowiada pogląd o stopniowej przejściowości granitu typu Goryczkowej w granit typu Kosistej wbrew opinji prof. J. Morozewicza. W mikroskopie zauważył J. T. po raz pierwszy istnienie kwarców prążkowanych. Praca zawiera również analizę wydzielonego biotyту.

W następnym roku J. Rylski (39) ogłasza pracę o granicie z Żółtej Turni i Mięgoszowieckiego Szczytu, w której oprócz analizy mikroskopowej i chemicznej omawia kwestję prążkowania kwarcu oraz stosuje metodę Niggliego dla przedstawienia chemizmu opracowanych skał.

Syntetyczna praca dotychczasowych wyników badań nad skałami Tatr i trzonów granitowych południowego pasma Karpat okazuje się w roku 1926. Praca ta prof. Tokarskiego (47) zawiera doniosłej wagi wynik przez stwierdzenie istnienia w trzonie granitowym Tatr linii jednakowej ilości składników ciemnych t. zw. „izofem“. Tworzą je ogniwa o jednakowej ilości biotyty, które układają się konsekwentnie z północy na południe w ten sposób, że granity o większej ilości biotyty znajdują się na północnej krawędzi trzonu krystalicznego, a mniej biotytytowe biegną równolegle do nich po stronie południowej.

Drugi ważny wynik tej pracy to stwierdzenie, że w obrębie każdej izofemy alkalia rosną stopniowo ze wschodu na zachód przy równoczesnym spadku zawartości wapna. Stwierdzono również zagęszczanie się „izofem“ na linii depresji tektonicznej Goryczkowej, a rozbieganie się ich na elewacjach. Wykazano wreszcie, że granity trzonów krystalicznych południowo-zachodnich Karpat wiążą się z Tatrami pod pokrywą skał osadowych, ponieważ topograficznie i chemicznie „izofemy“ tatrzańskie łączą się z ich „izofemami“. To spostrzeżenie pozwala przypuszczać, że wszystkie wychodnie granitu w obrębie Karpat południowo-zachodnich tworzą wspólny olbrzymi batolit. Wyniki pracy F. Rabowskiego (36), w której autor ten na podstawie badań geologicznych dowodzi autochtonizmu trzonu krystalicznego Tatr, są pod tym względem zgodne z wynikami Tokarskiego.

W roku 1927 S. Jaskólski (11) drukuje pracę o łupkach chlorytowych, podając szereg analiz łupków ze Smereczyńskiego, doliny Jarząbceży i granitu z Trzydniowiańskiego Szczytu.

Poruszone w ostatniej tatrzańkiej pracy prof. Tokarskiego kwestje, mają znaczenie nie tylko dla rozpoznania petrograficznej budowy Tatr, lecz także znaczenie ogólne jako ważny przyczynek do procesu dyferencjacji magmy. Pragnąc zatem stwierdzić, czy w miarę okazywania się nowych analiz „izofemy“ nie ulegną w swym przebiegu odchyleniom co do kierunku, który im na swej mapie wyznacza wspomniany autor oraz czy zanalizowane granity pod względem topograficznym znajdą swe miejsce w odpowiadających im „izofemach“, ze-

brałem w r. 1927 i 1928 materiał do opracowania z tych miejscowości, które dotąd nie były opracowane pod względem chemicznym. Inicjatywę do tej pracy, oraz wydatną pomoc naukową dał mi prof. J. Tokarski, za co na tem miejscu składam szczerze podziękowanie. Wydatną pomoc i wskazówki udzielili mi również koledzy dr. K. Smulikowski i dr. J. Rylski, którym również szczerze dziękuję.

W czasie zbierania materiału korzystałem z zapomogi Komisji Fizjograficznej Akademii Umiejętności w Krakowie.

Materiał do analiz chemicznych i do szlifów mikroskopowych zebrałem wspólnie z p. dr. Marią Turnauówną w szeregu miejscowości; do ścisłych jednak badań wybrałem materiał o ile możliwości najświeższy z: Gerlacha (zbocze wschodnie), Rohatki (zbocze zachodnie opodal drogi przez Polski Grzebień), Świstowych Turni (zbocze zachodnie północnej turni), Łomnicy (grań południowa) oraz doliny Pięciu Stawów Spiskich przy drodze od Kamziku do schroniska Tōryōgo, dostarczony przez dr. M. Kamińskiego. Prócz tego korzystałem z materiału kol. J. Rylskiego z Koprowej Przełęczy, oraz z pierwszej części analizy chemicznej tej skały wykonanej przez niego a oddanej mi do dyspozycji.

Skład mineralny zbadanych skał.

Granit z przytoczonych wyżej miejscowości jest skałą średnio-ziarnistą, barwy szarej i jasno-szarej, w której ważniejsze składniki można rozpoznać nieuzbrojonym okiem. Makroskopowo rozróżnić można szklisty o tłustym połysku kwarc, błyszczące powierzchnie łupliwości skaleni, czarne blaszki biotyту, oraz srebrzyste blaszki muskowitu. Niektóre okazy z Koprowej Przełęczy i doliny Pięciu Stawów Spiskich posiadają zielonawo-żółte plamki charakterystyczne dla epidotu i brudno-zielone plamki chlorytu. Białych nalotów kaolinowych, powstających z rozkładu skaleni nie zauważyłem.

Tekstura zbadanych skał jest masywną, jedynie granit z Łomnicy (grań połd.) jest nieco zgnejsowany.

Z 6 wymienionych punktów wykonałem analizy mikroskopowe, zaczynając od obliczeń ilości poszczególnych składników metodą Rosiwala.

Jak wiadomo metoda ta polega na mikroskopowym planimetriowaniu poszczególnych minerałów w danym szlifie. Jeśli skała jest drobno-ziarnista wystarczy do procentowego obliczenia składu mineralnego jeden szlif, — jeśli badamy skałę gruboziarnistą, należy użyć większej ilości szlifów, gdyż zbadanie jednego szlifu może dać w rezultacie przewagę jednemu ze składników, którego większe kryształy znalazły się przypadkowo w szlifie. Doświadczalnie sprawdziłem, że granit średnioziarnisty z przedstawionych w niniejszej pracy miejscowości, wymaga zbadania planimetrycznego conajmniej 3 szlifów, gdyż zbadanie mniejszej ilości może dać wyniki błędne. Planimetriowanie wykonywałem przesuwając szlif pod mikroskopem wzdłuż linii z podziałką i obliczając wielkości dla każdego minerału. Na jeden szlif przypadały 3 profile podłużne i 2 poprzeczne, w sumie mniej więcej 200 pomiarów. Ilość ta okazuje się mniej więcej wystarczającą dla zbadanych skał.

Poniższa tabela przedstawia wyniki tych pomiarów:

% obj.	Koprowa	Świstowe	Rohatka	Gerlach	Pięć Stawów Spiskich	Łomnica
Kwarciec . .	32·87	22·45	27·73	23·71	30·26	27·32
Ortoklaz (Mikraklin) . .	8·20	4·70	6·30	16·52	10·65	15·61
Plagjoklaz . .	48·13	57·83	48·61	50·92	47·33	45·14
Biotyt + chloryt	7·12	10·79	11·65	6·24	8·81	7·67
Muskowit . .	1·94	2·35	3·27	1·73	1·27	2·01
Magnetyt . .	0·24	1·13	1·38	0·63	1·05	1·87
Apatyt . . .	0·56	0·47	0·90	0·03	0·50	0·26
Epidot . . .	1·37	—	—	0·18	0·34	0·03
Cyrkon . . .	—	0·25	0·08	0·07	0·27	0·09
Tytanit . . .	0·16	—	—	—	—	—
Kalcyt . . .	—	—	0·05	—	—	—

Już na podstawie studjum przedstawionej tabeli można wysnuć pewne wnioski o charakterze i składzie mineralnym badanych skał.

1. Najwięcej kwarcu objętościowo zawiera granit z Koprowej Przełęczy, natomiast ilość skalenia potasowego w porównaniu z granitem z Gerlacha, doliny Pięciu Stawów Spiskich i Łomnicy jest w nim znacznie mniejsza.

2. Najwięcej skalenia potasowego zawiera objętościowo Gerlach i Łomnica, nieco mniej dolina Pięciu Stawów Spiskich, zatem południowo-wschodnie okolice Tatr Wysokich.

3. Najwięcej plagioklazu zawierają Świstowe Turnie, które charakteryzuje równocześnie minimum zawartości skalenia potasowego. W granicie z Gerlacha obok znacznej ilości skalenia potasowego znajdujemy wielką ilość plagioklazu (51%).

4. Najwięcej biotyty i muskowitu zawiera Rohatka, której granit jest też skałą najciemniejszą z badanych; najmniej tych minerałów posiada Gerlach, to też granit jego jest najjaśniejszy. W pracy prof. W e y b e r g a (54) wyraźnie przeprowadzony jest podział granitu tatrzańskiego na granit „właściwy“ dwumikowy i granit muskowitowy bez biotyty. Analizy ostatniego pochodzą z Łomnicy, Zawratu i Czerwonych Wierchów; charakteryzuje go również znaczna ilość skalenia potasowego. Wśród zbadanych przezemnie granitów podział ten nie znajduje potwierdzenia, gdyż granit z Gerlacha, chociaż zawiera wiele skalenia potasowego i minimalną ilość biotyty, posiada jednak niewiele muskowitu (1,7%), a granit z Rohatki, zawierający największą ilość obu mik nie jest najuboższy w ortoklaz. Wszystkie przeto zbadane obecnie granity możnaby zaliczyć do granitów „właściwych“.

5. Z pomiędzy minerałów akcesorycznych na uwagę zasługuje stosunkowo wielka ilość cyrkonu w granicie z doliny pięciu Stawów Spiskich i Świstowych Turni oraz apatyt w granicie z Rohatki (blisko 1%).

Analiza mikroskopowa.

Kwarzec z wymienionych 6 miejscowości Tatr Wysokich nie różni się na ogół od kwarcu poznanego w pracach poprzednich autorów. Z reguły wykazuje faliste znikanie światła, przeważnie tworzy duże kryształy o nieregularnych krawędziach ksenomorfijnych. Kryształy mniejsze są najczęściej skataklazowane, o charakterystycznej budowie ziarnisto-marmurowej, natomiast lepiej rozwinięte kryształy okazują się bardziej odporne na ciśnienie i są mniej skataklazowane. Granity z południowej części Tatr z doliny Pięciu Stawów Spiskich, Łomnicy posiadają prawie wszystkie kwarcie skataklazowane, granit z Gerlacha tylko w $\frac{1}{3}$, natomiast ze Świ-

stowej Turni w $\frac{1}{2}$, granit zaś z Rohatki i Koprowej Przełęczy, jest mało skataklastyczny.

Niektóre kryształy kwarcu wykazują ślady „fleksuralnych“ zagięć, które występują w formie wrzecionowatych pręg (Koprowa Przełęcz i Gerlach). Pręgi te są widoczne szczególnie wyraźnie między skrzyżowanymi nielami, występując przy zaświetleniu jako jasne smugi, przy rozjaśnieniu jako smugi ciemne. Kwarzec ze Świstowych Turni i z Łomnicy wykazuje równoległe prążkowanie opisane przez J. Tokarskiego i J. Rylskiego. Prążki te objaśnia Rylski jako drobne linje uskokowe, wytworzone przy działaniu ciśnienia mechanicznego „stressu“, już w skale skryształizowanej. Wszystkie ziarna kwarcu zawierają pęcherzyki układające się w szeregi, które w większości kryształów biegają równoległe w pewnych kierunkach. Zgodność kierunkowa szeregów jest regułą panującą w danym szlifie. Szeregi te jednak najczęściej przebiegają ukośnie do kierunku „prążków“, przecinając je mniej więcej pod kątem 40° . Równoległe ułożenie łańcuszków w danej skale powstało w czasie kryształizacji skały. Ponieważ Rylski zauważył, że prążki jako płaszczyzny translacji są zorjentowane krystalograficznie równoległe do ściany trapezoedru, zatem inkluzje gazowe i ciekłe są prawdopodobnie również zorjentowane krystalograficznie równoległe do ścian piramidy.

Niektóre większe kryształy kwarcu zawierają dość liczne cienkie nitkowate wrostki rutylu, zauważone już przez Weyberga i Tokarskiego. Niektóre wrostki dochodzą do długości 3 mm i występują gromadkami, są one ułożone w rozmaitych kierunkach nieregularnie. Najwięcej takich wrostków zawiera kwarzec z Koprowej Przełęczy, nieco mniej z Rohatki, jeszcze mniej z doliny Pięciu Stawów Spiskich i Łomnicy, najmniej zaś ze Świstowych Turni i Gerlacha. Z innych minerałów akcesorycznych występują w kwarcu wszystkich zbadanych skał idjomorfijne słupki cyrkonu.

Plagjoklasy. Z pośród skaleni najliczniejsze są plagjoklasy. Tworzą one kryształy idjomorfijne o pokroju izometrycznym. Charakteryzuje je zbliżenie przeważnie według prawa albitowego, rzadziej występują zrosty albitowo-peryklinowe oraz albitowo-karlsbadzkie. Zawartość anortytu jest zmienna;

oznaczalem ją według metody Beckego (2) na przekrojach prostopadłych do α .

Niżej przedstawiona tabela wykazuje zawartość i zmienność ilości anortytu w plagioklazach. Plagioklasy przedstawionych w tej tabeli typów, należą do grupy Oligoklazów normalnych.

Miejscowość	% Ab	% An	
Koprowa Przełęcz . . . {	73·5	26·5	rdzeń
	77	23	obwódka
Świstowe Turnie . . . {	75	25	rdzeń
	77	23	obwódka
Rohatka {	74	25—27	rdzeń
	76	23—25	obwódka
Gerlach {	74	26	rdzeń
	76	24	obwódka
Pięć Stawów Spiskich . {	76	26—28	rdzeń
	77	25—26	obwódka
Łomnica {	73	23—25	rdzeń
	74	22—24	obwódka

Tabela ta wykazuje stały stopniowy wzrost różnicy pomiędzy zawartością anortytu w rdzeniu oligoklazu a ilością anortytu w obwódce. Zauważyć również można, że różnica ta rośnie konsekwentnie od granitów południowej części Tatr Wysokich ku granitom północnej części; co więcej miejscowości położone na tej samej prawie szerokości geograficznej wykazują te same różnice.

Poniżej umieszczona tabela różnic w zawartości anortytu w oligoklazach pomiędzy obwódką a rdzeniem dla 12 zbadanych granitów tatrzańskich, wykazuje słuszność powyższej uwagi.

Łomnica wykazuje 1% różnicy An pomiędzy rdzeniem a obwódką

Dolina Pięciu Stawów Spiskich .	1—2%
Gerlach	2%
Rohatka	2%
Świstowe Turnie	2%

Koprowa Przełęcz	3 $\frac{1}{2}$ %
Mięguszowiecki	3—5%
Miedziane	3—5%
Granaty	4%
Żółta Turnia	6—11%
Kościelec (szary)	7—9%

W powyższem zestawieniu umieszczono miejscowości opracowane przez autorów poprzednich oraz zbadane obecnie te punkty Tatr, które leżą w jednym z pasów profilowych z północnego-zachodu na południowy-wschód: od Koprowej Przełęcz po Kościelec i od Łomnicy względnie Gerlacha po Świstowe Turnie. W zestawieniu opuszczono granity z Kasprowego, Kosistey i Żłobistego, ponieważ autorzy, którzy opracowali je, podają jedynie ogólną zawartość anortytu w plągjoklazach, nie uwzględniając różnic pomiędzy ilością anortytu w obwódce a w rdzeniu, przeto nie wiadomo czy pomiar dokonano na obwódce, czy na rdzeniu. W pracy W. Pa w l i c y (32) w granicie z Uhrocia Kasprowego podano zawartość An w obwódce i w rdzeniu, lecz przeciwnie do reguły ilość An w obwódce jest w nim większa aniżeli w rdzeniu; prawdopodobnie występuje tu inwersja lub też pomiar był niedokładny skutkiem złego przekroju, co sam autor przypuszcza.

W rękopisie H o m m e l a, który po śmierci autora ogłosił P. N i g g l i (8) w rozdziale o systemie Anortyt-Albit przytacza ów autor wniosek, że w miarę spadku temperatury krystalizuje ze stopu skażeń bogaty w anortyt, a pozostała reszta stopu staje się odpowiednio wzbogaconą w albit. W miarę dalszego spadku temperatury tworzą się z niej skalenie coraz więcej bogate w albit. Przy temperaturze 1275° powstaje wreszcie skażeń o składzie $Ab_3 An_1$.

Rodzaj i charakter w ten sposób powstałych skażeń zależy w znacznym stopniu od szybkości ostygnięcia magmy oraz od spokoju panującego podczas jej krystalizacji. Gdy wydzielone kryształy bogate w anortyt znajdują się w warunkach spokojnych wśród stopniowego obniżania się temperatury, znajdujące się w roztworze cząsteczki albitowe znajdują odpowiedni czas, umożliwiając im dyfuzję w kierunku powstałych już kryształów; w takich warunkach skalenie mają możność przybrania struktury pasowej o małej różnicy w składzie obwódki i rdzenia.

Jednakże, gdy krystalizacja odbywa się niespokojnie, a szybkość oziębiania się magmy jest znaczną, cząsteczki albitu dyfundują trudniej, wskutek czego powstają skalenie o strukturze wybitnie pasowej. Wynika stąd wniosek, że wyrazem niekorzystnych warunków krystalizacji magmy jest obecność w skale skaleni o budowie pasowej, obecność zaś jednorodnych plagioklazów świadczy o korzystnych warunkach krystalizacji, przy powolnym spadku temperatury, głębiej, bliżej centrum batolitu magmowego. W warunkach pośrednich wyniki krystalizacji są pośrednie. Można by stąd wnosić, że im spadek temperatury jest szybszy, tem różnica w zawartości anortytu pomiędzy obwódką a rdzeniem plagioklazów jest większa i odwrotnie, przy powolnym spadku temperatury różnica ta i budowa pasowa zanika.

Z konsekwentnie rosnących różnic pod tym względem w plagioklazach wyżej przedstawionych miejscowości, od południowego - wschodu na północny-zachód, dochodzimy do wniosku, że granity, które wykazują małą różnicę pomiędzy obwódką a rdzeniem w zawartości cząsteczki anortytowej w plagioklazach, powstały przy słabym, powolnym spadku temperatury, a więc bliżej centrum batolitu tatrzańskiego, te zaś, które wykazują w plagioklazach wielkie różnice pomiędzy obwódką a rdzeniem, powstały przy szybkim spadku temperatury, a więc blisko powierzchni, w krawędziowej strefie batolitu.

Prawie wszystkie oligoklasy badanych skał uległy procesowi serycytyzacji. Blaszki i włókna serycytu układają się najczęściej w kierunku łupliwości równoległe do ściany *M* i *P*. Niektóre ziarna w bardziej zwietrzałych granitach są do tego stopnia zserycytyzowane, że blaszki serycytu wypierają pierwotną substancję skaleni tak, że zrosty bliźniacze z trudnością dają się studjować. Z reguły serycytyzacja postępuje od rdzenia ku obwódce.

W oligoklazach znajdują się również blaszki muskowitu wtórnego, którego włókna przebiegają prostopadle do płaszczyzny zrostów albitowych, posiadają one formę długich wąskich nitek lub krótkich wrostów. Z innych wtórnych minerałów zauważyłem w oligoklazach drobne ziarna hematytu.

Postać krystalograficzna badanych oligoklazów jest nieregularna. W większości przypadków dobrze rozwinięte są ściany

pasa głównego, natomiast ściany P i x są zniekształcone i zazębione, prawdopodobnie skutkiem szybszego rozrostu kryształów wzdłuż osi Z .

W granicie ze Świstowych Turni zauważyłem kilka kryształów plagioklaz, zamykającego prostokątne wrostki ortoklaz zorientowanego zgodnie z kierunkiem zrostów albitowych. Tego typu wrostki ortoklaz w plagioklazie opisane przez Rosenbuscha (37, 38) noszą nazwę antypertytu. Są one zjawiskiem częstym w granitach wołyńskich, w Tatrach zaś zostały zauważone po raz pierwszy.

Plagioklasy z doliny Pięciu Stawów Spiskich zawierają małe wrostki kwarcu. Są to prawdopodobnie zrosty granofrowe.

Skaleń potasowy występuje w zbadanych skałach jako ortoklaz i mikroclin. Jest on w porównaniu do plagioklazów minerałem o wiele mniej zwietrzałym, jedynie na większych okazach można zauważyć słaby proces wietrzenia w formie zmętnienia; zatem wprost przeciwnie niż to wykazał Morozewicz (20) w granicie z Kołowego Wierchu. We wszystkich szlifach granitu tatrzańkiego, które przejrzałem, skaleń potasowy okazuje się znacznie odporniejszym na procesy wietrzenia aniżeli plagioklaz. Wszędzie też skaleń potasowy jest ksenomorfijny, zatem młodszy od oligoklaz, jako ostatni wraz z kwarcem produkt krystalizacji magmy.

W granicie z Koprowej Przełęczy występuje mikroclin, wykryty po raz pierwszy w Tatrach przez J. Tokarskiego, o słabo zaznaczonej budowie kratkowej. Przeważnie tworzy duże kryształy bezkształtne, które obrastają dobrze wykształcone idjomorfijne ziarna oligoklaz i rzadziej występujące łuski muskowitu, tworząc wielkie pojkilomaty. Niektóre kryształki oligoklaz są zaokrąglone skutkiem obtopienia.

Poszczególne wspomniane pojkilomaty są stosunkowo do średnioziarnistości skały bardzo duże, zajmują bowiem $\frac{1}{4}$ powierzchni szlifu.

Na granicy ortoklaz i plagioklaz występuje często mymekit dokładnie opisany przez prof. J. Tokarskiego (45), w formie robaczkowych ziarn kwarcu, leżących w substancji plagioklazowej i wypieranej przez zewsząd wciskający się ortoklaz. Często w sąsiedztwie pól mymekitowych znajdują się włó-

kna wtórnego muskowitu. Powstały one prawdopodobnie wskutek procesu myrmekityzacji, ponieważ przy wypieraniu cząsteczek potasowych przez cząsteczki sodowo-wapniowe uwalnia się krzemionka i cząsteczki glinowo-potasowe, wchodzące w skład muskowitu.

W granicie ze Świstowych Turni skaień potasowy znajduje się w małej ilości i występuje przeważnie w formie małych ziarn ortoklazu.

W granicie z Rohatki skaień potasowy występuje przeważnie jako mikroklin-mikropertyt. Substancji albitowej jednak zawiera nie wiele (około 5%). Spotyka się również mikrokliny czyste bez wrostków albitowych. Ściany mikroklinu graniczące z oligoklazem są dobrze rozwinięte, natomiast granica z kwarcem jest nieregularna i poszarpana. Ortoklaz normalny znajduje się w tej skale w znikomej ilości, tworząc małe krysztalki, wypełniające wolne przestrzenie między innymi minerałami.

Granit z Gerlacha zawiera obok ortoklazu wiele mikroklinu-pertytu. Ilość substancji albitowej jest tu znacznie większa aniżeli w poprzedniej skale. Niektóre części mikroklinu są w 50% przepojone substancją albitową, tworzącą typową strukturę „kratkową“, średnio zaś ilość albitu w mikroklinie dochodzi tu do 25%. Kierunek wrostków albitowych zgodny jest z kierunkiem łupliwości „murchisonitowej“. Mikrokliny z Gerlacha w porównaniu z innymi minerałami tej skały osiągnęły największe wymiary.

O skaleniu potasowym z doliny Pięciu Stawów Spiskich i z Łomnicy można powtórzyć to samo co o mikropertycie z Gerlacha, jednak w mikropertytach ich skał substancji albitowej jest mniej (około 15%). Granit doliny Pięciu Stawów Spis. charakteryzuje mikrolin pojkiliteczny, obrastający wąskimi pasami dość duże krysztaly oligoklazu.

Biotyt w niektórych badanych skałach uległ chlorytyzacji. W szlifach z Koprowej Przełęczy nie spotyka się prawie zupełnie ziarn czystego biotyty, który zachował się jedynie w nieregularnych strzępach. Podobnie granit ze Świstowych Turni posiada przeważną część biotyty zchlorytyzowaną. Również granit z Gerlacha zawiera nieliczne zresztą ziarna biotyty częściowo zchlorytyzowane. W granicie z Łomnicy około $\frac{1}{3}$ część

biotytu uległa chlorytyzacji, natomiast granit z Rohatki i doliny Pięciu Stawów Spiskich chlorytów prawie że nie zawiera.

Biotyty opracowanych obecnie skał występują w formie blaszek postrzępionych wzdłuż płaszczyzny łupliwości. Są one heteromorfijne, wypełniając przestrzenie pomiędzy skaleniami i kwarcem.

Biotyt z Koprowej Przełęczy, Gerlacha i Łomnicy obok przeobrażenia w chloryt przemienia się również w epidot, podczas gdy biotyty z innych zbadanych miejscowości epidoty-zacji nie ulegają. Natomiast granit z doliny Pięciu Stawów Spiskich zawiera biotyty przeobrażone w muskowitz, przyczem wydziela się również epidot; biotytu zaś przeobrażonego w chloryt w tej skale jest bardzo mało. Uwagę na te dwa sposoby przeobrażenia zwróciła poprzednio M. H a m e r s k a - W i t k i e - w i c z o w a (7).

Muskowitz tworzy bądź długie nitki w plagioklazach i na granicy skaleni i kwarców oraz nieregularne włókna w towarzystwie biotytu jako minerał wtórny, bądź tworzy większe równomiernie wykrystalizowane blaszki jako minerał pierwotny.

Muskowitz pierwotny występuje w formie większych oddzielnych płytek. Piękne zwłaszcza płytki muskowitzu znalazłem w szlifach z Łomnicy, Rohatki i Koprowej Przełęczy. Muskowitz z Rohatki obrasta dość duże ziarna magnetytu. Muskowitz pierwotny występuje najczęściej oddzielnie od ziarn biotytu, jak inne minerały pierwotne, często pomiędzy skaleniami i kwarcem.

Minerały wtórne: Muskowitz wtórny jako produkt rozkładu biotytu i plagioklazów różni się wybitnie swą formą od pierwotnego. W zbadanych skałach większe blaszki wtórnego muskowitzu występują na granicy kwarcu i skaleni, zazębiając się wzajemnie z włóknami biotytu lub chlorytów. Muskowitz tworzy również nieregularne wrostki i włókna wewnątrz pojkilitycznych mikroklinów.

Chloryt. We wszystkich zbadanych szlifach, o ile go znajdujemy, występuje jako penin. W granicie z Koprowej Przełęczy niektóre skupienia chlorytu posiadają charakterystyczną teksturę sferolityczną. W skale tej również często znajdujemy epidot naprzemianległy z chlorytem. W granicie z Gerlacha i doliny Pięciu Stawów Spis. chloryt występuje

często na krawędziach blaszek biotyty o zupełnie czystym rdzeniu.

W szlifie z Koprowej Przełęczy w towarzystwie chlorytu zauważyłem tytanit. W poprzednich pracach tytanit w gnejsie z Łomnicy opisuje Szadeczky (42), a w granicie z grani Kopy Magóry zauważył tytanit wrosły w kwarc, Z. Weyberg (54).

Epidot tworzy ziarna wrosłe w włókna chlorytu. Niektóre kryształy epidotu są stosunkowo duże, zwłaszcza w granicie z Koprowej przełęczy, gdzie są widzialne nieuzbrojonym okiem. W granitach z innych miejscowości epidot występuje najczęściej w formie drobnych okrągłych ziarenek wewnątrz skupień biotyty.

Hematyt występuje w zbadanych szlifach w bardzo małej ilości, tworząc wrostki i ziarna w biotytych i skaleniach lub tworząc rzadkie gronkowe skupienia.

Leukoksen znajduje się w tych granitach, w których biotyt uległ chlorytyzacji. Tworzy on białe nieprzeźroczyste naloty i wrostki w biotytych i chlorytach. Leukoksen występuje przy obu wyżej podanych procesach metasomozy biotyty, jako produkt rozkładu minerałów zawierających tytan.

Minerały akcesoryczne.

Magnetyt i ilmenit. Ilość tych minerałów w zbadanych granitach waha się od 1,89% (Łomnica) do 0,24% (Koprowa zeł.). Większe ziarna magnetytu występują przeważnie w formie idjomorfijnych kryształów, mniejsze zaś tworzą nieregularne wieloboki. W niektórych szlifach (dolina Pięciu Stawów Spis.) można zauważyć że magnetyt obrasta małe idjomorfijne ziarenka apatytu. Również małe włókna muskovitu tworzą wrostki w magnetycie. Często drobne kryształki magnetu i ilmenitu tworzą wrostki w skaleniach. Ilmenit w niektórych przypadkach daje się odróżnić od magnetytu romboedrycznym zarysem kryształków. Zawartość ilmenitu obliczona na podstawie „normy“ z rozbioru chemicznego jest nie wiele mniejszą od zawartości magetytu: ilmenitu od 0,2 do 0,9%, magnetytu od 0,2 do 2,1%, uwzględniając, że w „normie“ zawiera się również tytan pochodzący z rutylu.

W granicie ze Świstowych Turni zauważyłem magnetyt i ilmenit, tworzący włókniste strzępy, wrastające w włókna chlorytu i wtórnego muskowitu po biotycie. W danym przypadku ilmenit jest wyraźnie produktem wtórnego pochodzenia.

A p a t y t. Mineral ten występuje we wszystkich badanych skałach najchętniej w towarzystwie magnetytu. Wykazuje on z reguły pełny idjomorfizm. Często apatyt jest otoczony biotycem lub muskowitem. W niektórych kryształach apatyty znalazł można malutkie wrostki cyrkonu. Większe kryształy apatyty zauważyłem w granicie z Łomnicy.

Cyrkon we wszystkich badanych skałach tworzy mikrolity w formie idjomorfijnych słupków w kwarcach, skaleniach, czasem w apatyty. Specjalnie pięknie wykształcone kryształki cyrkonu zauważyłem w granicie z doliny Pięciu Stawów Spiskich.

Badania mikroskopowe przedstawionych granitów wykazują, że ich skład mineralny odpowiada składowi granitów normalnych alkaliczno-wapiennych, w partji południowo-wschodniej; skutkiem znacznej ilości skalenia potasowego, granit z tych okolic jest bardziej typowym, aniżeli granit z części północnej i zachodniej Tatr, w której przeważa znacznie plagioklaz nad skaleniem potasowym tak, że możnaby go nazwać „oligoklazowym“. Granit tej części zawiera więcej składników ciemnych i jest więcej zasadowym. Cecha ta zbliża go raczej do granodiorytów. Obserwację powyższą potwierdzają również analizy chemiczne.

Granit zbadanych przezemnie okolic, zgodnie z obserwacją poprzednich autorów opisujących granity tatrzańskie, przedstawia typ skały krystalicznej, która uległa znacznym zaburzeniom tektonicznym. Zjawiska dynamometamorfozy nieznaczne zgnejsowanie można śledzić na okazach z Koprowej Przełęczy, Świstowych Turni, Rohatki; granity zaś z Gerlacha i doliny Pięciu Stawów Spis. nie posiadają znamion dynamometamorfozy w tak znacznym stopniu jak granity z wyżej wymienionych miejscowości. Kwarciec i skalenie pierwszych z reguły wykazują faliste znikanie światła i są w wysokim stopniu skatklazowane. Minerale wtórne, charakteryzujące łupki krystaliczne jak chloryt, epidot oraz wtórny muskowit, w zbadanych szlifach pochodzą z metasomatozy minerałów pierwotnych. Nie jest jeonak rzeczą wykluczoną, że można będzie także

znaleść ślady ich genezy metamorficznej, która może wskazywać na to, że granity w niektórych partjach Tatr uległy znacznemu działaniu ciśnienia tektonicznego. Na tej podstawie możnaby w trzonie granitowym wydzielić pewne pasy granitu, który uległ działaniu dynamometamorfozy w większym stopniu aniżeli inne partje. Pasy te powinny okazać się zgodnymi z przebiegiem linii tektonicznych.

Zbadanie petrograficzne tych pasów, dotychczas nie przedsięwzięte w Tatrach, przyczyni się bezprzecnie do rozpoznania zawilej tektoniki trzonu krystalicznego Tatr.

Rozbiory chemiczne.

Wyniki analiz chemicznych z 6 badanych punktów przedstawia poniżej tabela:

	Koprowa Przełęcz		Świstowe Turnie		Robotka		Gerlach		Dolina Pięciu Stawów spis.		Łomnica	
	% wag.	mol. × 1000	% wag.	mol. × 1000	% wag.	mol. × 1000	% wag.	mol. × 1000	% wag.	mol. × 1000	% wag.	mol. × 1000
SiO_2	68·26	1137	67·34	1122	69·71	1161	73·56	1226	69·60	1160	67·11	1118
TiO_2	0·30	4	0·47	6	0·32	4	0·14	1	0·31	4	0·28	4
Al_2O_3	17·64	173	16·98	167	15·90	156	14·51	142	16·42	161	16·68	166
Fe_2O_3	0·14	1	0·64	4	0·96	6	0·79	5	0·68	4	1·59	9
FeO	1·41	14	1·75	25	1·46	21	0·99	14	1·41	19	1·47	21
MnO	0·04	—	0·06	—	0·04	—	0·03	—	0·04	—	0·04	—
MgO	0·90	23	1·36	35	0·94	24	0·86	21	1·27	32	0·91	23
CaO	2·82	50	2·75	50	3·02	54	1·90	34	3·25	59	2·94	52
Na_2O	4·45	73	4·34	69	3·36	55	3·17	52	2·24	35	4·28	69
K_2O	2·49	27	2·40	26	2·85	31	3·78	40	3·16	34	3·02	32
P_2O_5	0·27	2	0·30	2	0·37	3	ślad	—	0·41	3	0·33	2
$H_2O +$	1·03	—	0·90	—	0·46	—	0·32	—	0·44	—	0·38	—
$H_2O -$	0·20	—	0·19	—	0·26	—	0·25	—	0·36	—	0·33	—
CO_2	0·29	6	0·20	5	0·13	2	ślad	—	0·09	2	0·24	5
Razem	100·23	1510	99·68	1511	99·78	1515	100·30	1560	99·68	1513	99·80	1501

Skład mineralny normatywny z wyżej przedstawionych analiz chemicznych został obliczony metodą Washingtona (53) i zestawiony w poniższej tabeli:

Minerały normatywne	Koprowa Przełęcz	Świstowe Turnie	Rohatka	Gerlach	Dolina Pięciu Stawów Spiskich	Łomnica	
Kwarc . .	24.3	25.5	31.6	34.6	36.5	23.9	Saliczne
Ortoklaz . .	15.0	14.5	17.3	22.2	18.9	17.8	
Albit . .	38.3	36.2	28.8	27.2	18.3	36.2	
Anortyt . .	13.9	10.8	11.9	9.4	13.3	11.4	
Korund . .	2.3	3.4	2.8	1.6	4.5	2.5	
Hypersten	3.4	5.4	3.7	3.3	4.7	3.4	Femiczne
Magnetyt .	0.2	0.9	1.4	1.1	1.0	2.1	
Apatyt . .	0.6	0.7	1.0	—	1.0	0.7	
Ilmenit . .	0.5	0.9	0.6	0.2	0.6	0.6	
Kalcyt . .	0.6	0.5	0.2	—	0.2	0.5	
Woda . .	1.2	1.1	0.8	0.5	0.8	0.7	
	100.3	99.9	100.1	100.1	99.8	99.8	

Na podstawie przedstawionego składu „normatywnego“ zbadanych granitów, łatwo wykazać do jakiej grupy skał magmowych należy ten granit pod względem systematyki. W tym celu obliczyłem t. zw. „parametry“ dla każdej zbadanej skały:

	Koprowa Przeł.		Świstowe Turnie		Rohatka		Gerlach		Dolina Pięciu Stawów Spiskich		Łomnica	
	sto-sunek	para-metr	sto-sunek	para-metr	sto-sunek	para-metr	sto-sunek	para-metr	sto-sunek	para-metr	sto-sunek	para-metr
<i>Sal/Fem.</i>	19.95	I	11.34	I''	13.8	I''	20.65	I	12.53	I''	13.5	I''
<i>Kw/skal.</i>	0.36	4	0.41	4	0.54	(3,4)	0.59	(3) 4	0.72	3''	0.36	4
<i>Alk/cap.</i>	2.0	2''	1.9	2(3)	1.59	(2)3	2.7	2	1.44	''3	1.94	2''
<i>K/Na</i>	0.37	4	0.37	4	0.57	(3)4	0.77	3''	0.97	3	0.46	''4

Na podstawie przedstawionych „parametrów“ wśród 6 zbadanych granitów, wyróżnić można skałę o dużej zawartości tlenu potasu (Gerlach, dolina Pięciu Stawów Spiskich) i o zna-

cznej „saliczności“ (Koprowa Przełęcz i Gerlach) oraz o dość dużej stosunkowo ilości alkaliów (Koprowa, Gerlach i Łomnica). Wybitnie różni się od wymienionych druga grupa granitów o małej „saliczności“ (Świstowe Turnie), o małej zawartości tlenu potasu (Koprowa i Świstowe Turnie) i o małej zawartości alkaliów (Dolina Pięciu Stawów Spis, Rohatka). Ostatnia grupa skał pod względem „parametrów“ zbliża się do granitów zbadanych przez innych autorów, (o czym niżej).

Skład mineralny „normatywny“ zbadanych skał, nie jest bezpośrednio porównywalny ze składem mineralnym rzeczywistym, przedstawionym w rozdziale pierwszym tej pracy, ponieważ pierwszy jest wynikiem obliczeń z procentów wagowych składników molekularnych analizy chemicznej, drugi zaś — procentów objętościowych minerałów rzeczywistych z analizy mikroskopowej, otrzymanych metodą planimetryczną. Prócz tego do składników jasnych normatywnych została zaliczona cała ilość tlenu potasu jako ortoklaz „normatywny“ oraz nadmiar glinki jako korund, których część wchodzi w skład rzeczywistego biotyту i muskowitu, — minerałów ciemnych. Ponieważ tak ciężar wagowy ostatnio wymienionych minerałów jak też ich skład ilościowy może być zmienny, trudną jest rzeczą znaleźć metodę rachunkową porównawczą. Dla zobrazowania jednak stosunków panujących pod względem składu mineralnego w zbadanych granitach poniżej przedstawiam tabelę porównawczą składu normatywnego ze składem rzeczywistym (str. 723).

Próbę rachunku porównawczego sumy składników jasnych rzeczywistych z sumą składników jasnych normatywnych przedstawiam niżej. W tym celu od sumy składników jasnych „normatywnych“ odjęto sumę korundu i hyperstenu, których ilości odpowiada wielkość K_2O wliczona z biotyту do ortoklazu normatywnego.

L. porz.		Suma składników jasnych rzeczywistych	Suma składników jasnych normatywnych zmniejszona w rachunku	Różnica
1	Koprowa Przełęcz . .	88·7	93·8—5·7=88·1	—0·6
2	Świstowe Turnie . . .	85·0	88·0—8·8=79·2	—5·8
3	Rohatka	82·6	92·4—6·5=85·9	+3·3
4	Gerlach	91·1	95·0—4·9=90·1	—1·1
5	Dol. Pięciu Stawów Spis.	88·3	91·5—9·2=82·3	—6·0
6	Łomnica	88·0	91·8—5·9=85·9	—2·1

Skład rzeczywisty	Koprowa Przełęcz		Świstowe Turnie		Robatka		Gerlach		Pięć Stawów Spiskich		Łomnica		Skład normatywny
	% obj.	% norm.	% obj.	% norm.	% obj.	% norm.	% obj.	% norm.	% obj.	% norm.	% obj.	% norm.	
Kwarc	32.4	24.3	22.5	25.5	27.7	31.6	23.7	34.6	30.3	36.5	27.3	23.9	Kwarc
Ortoklaz + Mikroklin	8.2	15.0	4.7	14.5	6.3	17.3	16.5	22.2	10.7	18.9	15.6	17.8	Ortoklaz
Plagjoklaz	48.1	38.3 13.9	57.8 36.2	10.8	48.6 28.8	11.9	50.9 27.2	9.4	47.3 18.3	13.3	45.1	36.2	{ Albit Anortyt
Biotyt + Muskowit + Chloryt + Epidot	10.4	2.3 3.4	13.1 3.4	5.4	15.0 2.8	3.7	9.15 1.6	3.3	10.4 4.5	4.7	9.7	2.5 3.4	{ Korund Hypersten
Magnetyt	0.24	0.2	1.1	0.9	1.4	1.4	0.6	1.1	1.0	1.0	1.9	2.1	Magnetyt
Apatyt	0.56	0.6	0.5	0.7	0.9	1.0	0.03	śląd	0.5	1.0	0.3	0.6	Apatyt

W analogiczny sposób przedstawiam też porównanie sumy składników ciemnych rzeczywistych z sumą składników ciemnych normatywnych, do której dodano odjętą poprzednio liczbę.

L. porz.		Suma składników ciemnych rzeczywistych	Suma składników ciemnych normatywnych	Różnica
1	Koprowa Przełęcz	11·2	4·2+5·7= 9·9	-1·3
2	Świstowe Turnie	14·7	7·0+8·8=15·8	+1·1
3	Rohatka	17·3	6·1+6·5=12·6	-4·7
4	Gerlach	9·78	4·4+4·9= 9·3	-0·5
5	Dolina Pięciu Stawów Spis.	11·9	6·7+9·2=15·9	+4·0
6	Łomnica	11·9	6·1+5·9=12·0	+0·1

Przyczyną różnic wynikających z przedstawionych porównań, to obok nieuniknionych błędów pomiaru metodą Rosi w a l a są zmiany, którym uległy skały przez procesy serycytyzacji, chlorytyzacji, myrmekityzacji i t. p., których ilościowo w mikroskopie nie da się ująć. Również różnice wynikające z metody obliczeniowej składu normatywnego i rzeczywistego, poruszone poprzednio, odgrywają tu znaczną rolę.

Celem porównania i zorientowania się w chemizmie wszystkich dotychczas zbadanych granitów tatrzańskich oraz celem ustalenia ich przynależności w systematyce skał magmowych, porównałem „parametry“ granitów przedstawionych w niniejszej pracy z parametrami 13 granitów opracowanych przez poprzednich autorów; obliczeń ostatnich dokonał kol. J. Rylski.

Przedstawiają się one następująco:

1. Kościelec Mały (odm. ciemna)	I.	''4,	2,	4.
2. Gerlach	I.	(3)4,	2,	3''.
3. Koprowa Przełęcz	I.	4,	2'',	4.
4. Kościelec Mały (odm. szara)	I.	''4,	2,	4.
5. Granaty	I.	4,	2(3),	4.
6. Miedziane	I.	4,	2'',	''4.
7. Żółta Turnia	I.	4,	2,	4.
8. Trzydniowiański	I''.	4,	(2)3,	4.
9. Rohatka	I''.	(3)4,	(2)3,	(3)4.
10. Kosista	I''.	4,	(2)3,	4.
11. Łomnica	I''.	4,	2'',	''4.

12. Mięguszwiecki	I'',	4,	2(3),	4.
13. Ornak	I''.	(3)4,	(2)3,	4.
14. Żłobisty	I''.	4,	2(3), (3)4.	
15. Dolina Pięciu Stawów Spiskich	I''.	3'',	''3,	3.
16. Świstowe Turnie	I''.	4,	2(3),	4.
17. Uhrocie Kasprowe	I''.	4,	(2)3,	4.
18. Roztoka	I''.	(3)4,	2(3),	4.
19. Pośredni Goryczkowy	I''.	''4,	2(3),	4.

Wykaz powyższy, ułożony został według „saliczności“ zbadanych granitów. Najwięcej „saliczne“ są skały oznaczone parametrem I. — (ponad 93% Sal); najmniej saliczne są tu 3 ostatnie skały, które zawierają mniej niż 90% Sal. Wykaz ten unaczynia najdokładniej, że w granicie tatrzańskim niema typów, czy grup odrębnych, lecz stopniowe przejście od skał więcej salicznych n. p. Sal:Fem.29,88 — w Kościelecu ciemnym, do bardzo słabo salicznych granitów Sal:Fem. 9,81 — w Pośrednim Goryczkowym.

Stosunek kwarcu do skaleni według „norm“ badaczy amerykańskich okazuje się w skałach tatrzańskich bardziej stałym; przeważnie znajdujemy parametr 4. Tylko nieliczne granity odbiegają od tej reguły: Kościelec i Pośredni Goryczkowy wykazują parametr mniejszy — ''4.

Najwięcej kwarcu w stosunku do skaleni posiadają: Ornak, Roztoka, Gerlach i Rohatka — par. (3)4, a rekord pod tym względem osiąga dolina Pięciu Stawów Spiskich — parametr 3'' t. zn. blisko stosunku 1:1. Ogólnie jednak panuje przewaga skaleni nad kwarcem.

Stosunek alkaliów do wapna, zaznaczający rolę cząsteczki anortytowej waha się od parametru 2—3.

Największy stosunek Alk.:Wap. wykazuje Gerlach (2,7) i Żółta Turnia (3,0) najmniejszy zaś dolina Pięciu Stawów Spiskich (1,44).

Pod względem zawartości potasu ($K:Na$) ogólnie panuje stałość, przeważa bowiem parametr 4, jedynie granity z południowo-wschodnich części trzonu krystalicznego są bardziej „potasowe“. W granicie z Gerlacha $K:Na$ wynosi 0,77 (par. 3), z Rohatki — $K:Na = 0,57$ (par. (3)4), a najwięcej potasu zawiera granit z doliny Pięciu Stawów Spis. który wykazuje równowagę potasu i sodu $K:Na = 0,97$ (par. 3).

Tak znaczna ilość potasu w granicie z południowo-wschodniej części Tatr zaznacza się w odpowiednio wybitnym stosunku ortoklaznu do plagioklaznu normatywnego (plagioklaz norm. = Ab norm. + An norm.).

Stosunek ten przedstawia poniższy wykaz:

Świstowe Turnie Ort: Plag.	0·39
Rohatka	0·43
Gerlach	0·67
Dolina Pięciu Stawów Spiskich	0·60
Łomnica	0·37

Granity z północnej i zachodniej części Tatr posiadają ten stosunek znacznie mniejszy.

Tatry Zachodnie: Trzydniwiański	Or.:Plag.	0·18
Ornak	"	0·27
Tatry Północne: Kosista	"	0·19
Roztoka	"	0·20
Uhrocie Kasprowe	"	0·21
Pośredni Goryczkowy	"	0·26

Grupa Orlej Perci oraz okolic Morskiego Oka, jako środkowa część Tatr posiada stosunek Or.:Plag. pośredni.

Mięguszowiecki	0·24
Granaty	0·26
Żółta Turnia	0·34
Kościelec (odm. ciemna)	0·35
Miedziane	0·39

Niektóre przeto tylko punkty zbliżają się pod względem stosunku Or.:Plag. do granitu południowej części Tatr. Jedynie Kościelec (odmiana szara) posiada stosunek ortoklaznu do plagioklaznu wkraczający w wartości Tatr południowych — Ort.:Plag. = 0,46; jednak w szlifie tego granitu jest ortoklaznu nie wiele (6,34% metodą Rosi wala); natomiast biotyty i muskowitu znajdujemy w nim 17,68%, przeto nadmiar ortoklaznu normatywnego obliczonego z ilości wagowych K_2O należy przypisać wielkiej ilości biotyty i muskowitu. Znaczną ilość ortoklaznu zawiera również granit Żłobistego Szczytu (stos. Or.:Plag. = 0,42), lecz jego geograficzne położenie na szerokości Rohatki (Or.:Plag. = 0,43) odpowiada tej liczbie jako skale południowej części Tatr.

Od grupy środkowej odbiega pod tym względem wybitnie Gerlach i dolina Pięciu Stawów Spis, posiadające stosunek ortoklazu do plagioklazu ponad 0.60, pomimo że stosunkowo biotyty zawierają nie wiele (Gerlach 6.24%, dolina Pięciu Stawów Spis. 8.81%).

Te właściwości składu rzeczywistego i normatywnego granitu z Tatr południowo-wschodnich wykazują, że możemy go zaliczyć do granitu typowego, zbliżonego więcej do adamellitów, a granit północnej i zachodniej części jest zbliżony do granodiorytów (o czem niżej).

Jeśli porównamy parametry granitu tatrzańskiego z parametrami innych skał zbliżonych do granitów n. p. z adamellitami lub trondhjemitami, a nawet z granodiorytami, zauważymy pewne podobieństwa magmowe, które pozwalają na odpowiednie umieszczenie granitu tatrzańskiego w ogólnej systematyce skał magmowych.

Parametr średni *granitu tatrzańskiego*, obliczony na podstawie przedstawionych wyżej parametrów 19 punktów wynosi I'', 4, 2 (3), 4.

Parametr średni *adamellitów*, obliczony na podstawie 6 analiz z katalogu analiz Washingtona (53) I'', (3) 4, 2, (3) 4.

Parametr średni *tonalitów*, obliczony na podstawie 13 analiz z katalogu Washingtona (53) ''II, 4, 3, 3 (4).

Parametr średni *trondhjemitów*, obliczony na podstawie 11 analiz z pracy Goldschmida (5) 1, 4, 2, 4.

Parametr średni *alaskitów*, obliczony na podstawie 4 analiz z katal. Wash. (52) I. (3) 4, 1 — (1) 2, 4.

Parametr średni *granodiorytów*, obliczony na podstawie 42 analiz z katal. Wash. (53) (I) II, 4, 3, 4.

Parametr średni *diorytów* kwarcowych, według Lacroix'a (15) II, 4, 3, 4.

Parametr średni *granitów monzonitowych* według Lacroix'a (15) I—II, 3—4, 2—3, 3.

Parametr średni *granitu akerytowego* według Lacroix'a (15) I—II, 4, 2, 4.

Z zestawienia powyższego staje się rzeczą widoczną, że granit tatrzański jest najbardziej zbliżony do trondhemitów i adamellitów, a w grupie środkowej do granitów akerytowych Lacroixa. Goldschmidt (5) w swej pracy wyróżnia 2 typy trondhemitów: pierwszy typ w trójkącie Beckego wysuwa się z pola granitowego w kierunku wierzchołka A_0 ku alaskitom, drugi zaś mieści się dokładnie w polu granitowem. Ten drugi typ trondhemitów różni się od granitów tatrzańskich nieco większą „salicznością“, większą ilością alkaliów i znacznieszą przewagą sodu nad potasem. Zawartość krzemionki waha się w nich od 65% do 76,9%, przeważnie zaś wynosi ponad 70%; natomiast w granitach tatrzańskich waha się od 67,1% (Pośredni Goryczkowy) do 73,6% (Gerlach) przeważnie zaś wynosi mniej niż 70%.

Ilość wapna w trondhemitach jest mniejszą od ilości zawartej w granitach tatrzańskich — w trondhemitach od 1,1 do 3,5, — w granitach tatrzańskich od 1,9 do 3,78 (Kosista i Uhrocie Kasprowe). Jeśli porównamy granity tatrzańskie z adamellitami, już na podstawie „parametrów“ zauważymy, że adamellity mają jednakową z granitami Tatr „saliczność“, nieco więcej kwarcu w stosunku do skaleni i więcej potasu. Skąły te, które od tonality odróżnia większa zawartość skalenia potasowego, (tonality nie mają prawie wcale skalenia potasowego) są pod tym względem podobne do granitów południowo-wschodnich Tatr, które charakteryzuje (j. w.) większa ilość ortoklazu i mikrolinu-pertytu, jak również większa ilość kwarcu w stosunku do skaleni (Gerlach par. (3)4, Rohatka par. (3)4, Pięć Stawów Spiskich par. 3).

Tonality są więcej zasadowe niż granity tatrzańskie, zawierają znacznie więcej wapna niż one oraz mniej alkaliów.

Alaskity są znacznie więcej „saliczne“ i alkaliczne (parametr 1—1(2), przyczem stosunek potasu do sodu jest u nich stale w równowadze.

Granodiority są więcej zasadowe niż granit tatrzański, przyczem stosunek alkaliów do wapna jest u nich w równowadze, podczas gdy w granitach tatrzańskich alkalia znacznie przeważają pod wapnem.

To samo dotyczy diorytów kwarcowych, jednak niektóre granity tatrzańskie, zwłaszcza z Uhrocia Kasprowego, Rożtoki

i Pośredniego Goryczkowego — zatem skrajnie północnych okolic trzonu — są z nimi porównywalne, albowiem stos. Sal:Fem. wynosi u nich poniżej 90%.

Monzonity kwarcowe są porównywalne z granitami o większej zawartości potasu i alkaliów, zwłaszcza granit z doliny Pięciu Stawów Spiskich może być na podstawie parametru umieszczony w rzędzie monzonitów kwarcowych.

Wiele parametrów granitu tatrzańskiego posiada cyfry zgodne z parametrem średnim granitu akerytowego. N. p. granit z Żółtej Turni, Miedzianego, Mięszowieckiego, Kościelca (obie odmiany) nazwać należy według Lacroix'a granitem akerytowym.

Przedstawione wyżej porównanie granitu tatrzańskiego z innymi podobnymi odmianami granitów innych okolic pozwala wyprowadzić wniosek, że granit tatrzański na ogół zajmuje miejsce pośrednie pomiędzy adamellitami a tonalitami. Granit ten nie jest zróżnicowany na typy odrębne, lecz w całości swej przedstawia ciągły szereg przejściowy od odmiany bardzo zbliżonej do adamellitów na południowym-wschodzie trzonu, do odmiany nieco zbliżonej do granodiorytów na północy. Część środkowa trzonu przedstawia typ pośredni granitu akerytowego. Przeto w trzonie krystalicznym Tatr możemy odnaleźć przejścia od granitów kwaśnych do bardzo zasadowych, przyczem zasadowość rośnie na ogół konsekwentnie od południowego-wschodu ku północnemu-zachodowi.

Kwestja Izofem.

Problem izofem przedstawiony przez prof. J. Tokarskiego w pracach: „Próba syntezy“ (47) oraz „Izofemy w granicie tatrzańskim“ (48), uważać można za jedną z najważniejszych kwestyj petrograficznych w ostatnich latach, ze względu na doniosły przyczynek do sprawy dyferencjacji magmy.

Praca prof. Tokarskiego opiera się jednak na 13 tylko analizach granitu tatrzańskiego, wykonanych nowymi metodami chemicznymi oraz na kilku analizach granitu występującego poza obrębem Tatr, w południowych Karpatach. Próbkę granitu tatrzańskiego użyte do wspomnianych 13 analiz były zebrane przeważnie w północnej i środkowej części Tatr Wysokich, przeto przedstawione w niniejszej pracy analizy nowych 6 punk-

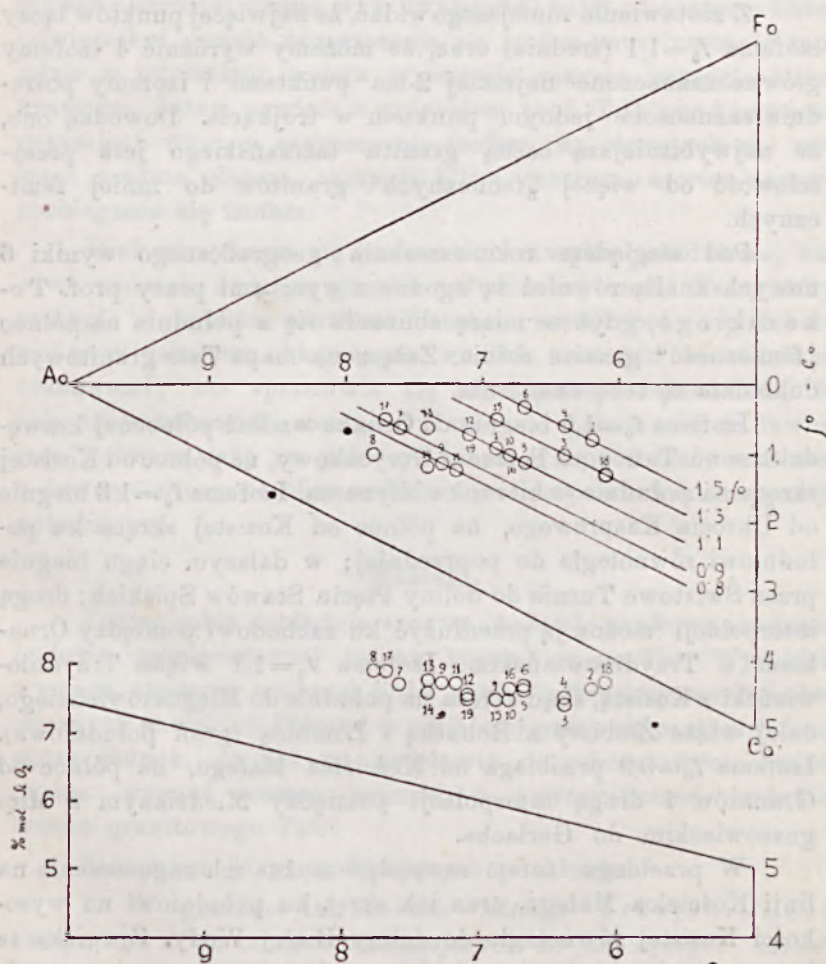
tów, pochodzących z południowo-wschodnich okolic Tatr Wysokich, mogą rzucić nowe światło na sam problem izofem oraz wykazać czy teoria izofem ma zastosowanie do całego trzonu krystalicznego i czy kierunek jak też przebieg izofem nie ulegnie zmianom, wreszcie czy nie da się w Tatrach wykryć odwrotności w „femizmie“ granitu, t. j. czy południowa strefa Tatr nie jest podobnie jak północna wzbogacona w elementa femiczne.

W tym celu nowe analizy przeliczyłem na wartości Beckego (3), celem umieszczenia ich w trójkącie Beckego-Osanna i stwierdzenia czy punkty ich mieszczą się w izofemach prof. Tokarskiego konsekwentnie.

Poniższa tabela przedstawia materiał 19 analiz granitu tatrzańskiego przeliczony według metody Beckego.

№		a_0	c_0	f_0	$f_0 - c_0$	Si O ₂ % mol.
1	Kosista	6·9	2·0	1·1	-0·9	74·7
2	Roztoka	6·2	2·3	1·5	-0·8	75·9
3	Uhrocie Kasprowe	6·4	2·3	1·3	-1·0	73·8
4	Pośredni Goryczkowy	6·4	2·1	1·5	-0·6	74·9
5	Trzydniawiański	6·7	2·2	1·1	-1·1	76·0
6	Ornak	6·7	1·8	1·5	-0·3	76·6
7	Kościelec Mały (odmiana ciemna)	7·6	1·5	0·9	-0·6	77·0
8	Kościelec Mały (odmiana szara)	7·8	1·6	0·6	-1·0	78·9
9	Granaty	7·3	1·9	0·8	-1·1	77·1
10	Żłobisty	6·8	2·1	1·1	-1·0	74·8
11	Miedziane	7·2	2·0	0·8	-1·2	77·0
12	Mięguszowiecki	7·1	1·8	1·1	-0·7	75·2
13	Żółta Turnia	7·4	1·6	1·0	-0·6	77·2
14	Koprowa Przełęcz	7·4	1·9	0·7	-1·2	75·5
15	Świstowe Turnie	6·9	1·8	1·3	-0·5	74·7
16	Rohatka	6·8	2·1	1·1	-1·0	76·9
17	Gerlach	7·7	1·4	0·9	-0·5	78·7
18	Dolina Pięciu Stawów Spiskich	6·1	2·6	1·3	-1·3	76·9
19	Łomnica	7·1	1·8	1·1	-0·7	74·8

Zupełnie zgodnie z wynikami pracy prof. Tokarskiego 6 nowych punktów mieści się w trójkącie Beckego (rys. 1) i to konsekwentnie w izofemach odpowiadających ich położeniu geograficznemu.



Rys. 1.

Izofema $f_0=1.5$ zawiera granity z Rohatki, Pośredniego Goryczkowego i Ornaka; izofema $f_0=1,3$ z Uhrocia Kasprzewego, Świs-towych Turni, doliny Pięciu Stawów Spiskich; izofema $f_0=1,1$ z Kosistej, Trzydniowińskiego Żłobistego, Mięszowieckiego,

Rohatki, i Łomnicy; izofema $f_0=1,0$ z Żółtej Turni; izofema $f_0=0,9$ z Kościelca Małego (odm. ciemna) i Gerlacha; izofema $f_0=0,8$ z Miedzianego i Granatów; izofema $f_0=0,7$ z Koprowej Przełęczy; wreszcie $f_0=0,6$ z Kościelca Małego (odm. szara).

Z zestawienia niniejszego widać, że najwięcej punktów łączy izofema $f_0=1,1$ (średnia) oraz, że możemy wyróżnić 4 izofemy główne zaznaczone najmniej 2-ma punktami i izofemy pośrednie zaznaczone jednym punktem w trójkącie. Dowodzą one, że najwybitniejszą cechą granitu tatrzańskiego jest przejściowość od więcej „femicznych“ granitów do mniej femicznych.

Pod względem rozmieszczenia geograficznego wyniki 6 nowych analiz również są zgodne z wynikami pracy prof. Tokarskiego, gdyż w miarę zbliżania się z południa na północ „femiczność“ granitu rośnie. Załączona mapa Tatr granitowych dokładnie tę tezę unacoznia.

Izofema $f_0=1,5$ biegnie od Ornaaka wzdłuż północnej krawędzi trzonu Tatr poza Pośredni Goryczkowy, na północ od Kosistej skręca na południe w kierunku Młynarza. Izofema $f_0=1,3$ biegnie od Uhrocia Kasprowego, na północ od Kosistej skręca ku południowi równoległe do poprzedniej; w dalszym ciągu biegnie przez Świstowe Turnie do doliny Pięciu Stawów Spiskich; drogą interpolacji można ją przedłużyć ku zachodowi pomiędzy Ornaakiem a Trzydniowiańskim. Izofema $f_0=1,1$ wiąże Trzydniowiański z Kosistą, skąd skręca na południe do Mięgoszowieckiego, dalej wiąże Żłobisty z Rohatką i Łomnicą (grań południowa). Izofema $f_0=0,9$ przebiega od Kościelca Małego, na północ od Granatów i drogą interpolacji pomiędzy Miedzianym a Mięgoszowieckim do Gerlacha.

W przebiegu izofem zauważyć można ich zagęszczenie na linii Kościelca Małego oraz ich skręt ku południowi na wysokości Kosistej równoległe do doliny Białej Wody. Zjawiska te bezsprzecznie wiążą się z budową tektoniczną trzonu tatrzańskiego. Skręt nagły izofem ku południowi nasuwa myśl „listwowego przesunięcia“ środkowej części trzonu krystalicznego na linii Białej Wody ku północy.

Na zagęszczenie się izofem w okolicy Kościelca Małego zwraca uwagę prof. J. Tokarski, tłumacząc to zjawisko obecnością przebiegającej w tej okolicy depresji porzeczej „gorycz-

kowej". Można również do tej interpretacji dodać następujący wniosek: Ponieważ granit północnej partji trzonu krystalicznego jest więcej femiczny aniżeli południowej, która j. w. wykazałem przedstawia typ magmy zastygłej blisko centrum batolitu, granit zaś północnej części wykrył się dalej od centrum bliżej powierzchni, przeto zagęszczenie się izofem musi nastąpić tam gdzie w intersekcji trzonu występuje magma zastygła bliżej krawędzi. Zatem zgodnie z wnioskiem prof. Tokarskiego na depresjach wystąpi zagęszczenie izofem, na elewacjach zaś wystąpi magma głębsza, zastygła bliżej centrum, a więc nastąpi rozbieganie się izofem.

Brak zamykania się izofem na krawędzi południowej nasuwa wniosek, że trzon granitu południowej części Tatr, który zastygł w pobliżu centrum batolitu został prawdopodobnie ucięty uskokiem biegnącym wzdłuż kontaktu ze skałami osadowymi; nie sprzeciwia się on hipotezie tektoników, że cały trzon tatrzański został obalony na północ tak, że dawna jego pokrywa leży na północy, nurzając się pod skały osadowe, a dawne centrum batolitu widoczne jest na powierzchni w partji południowej.

Wnioski.

Zdając sobie dokładnie sprawę, że ściśle naukowe zbadanie budowy petrograficznej trzonu krystalicznego Tatr Wysokich wymaga znacznie większej ilości analiz mikroskopowych i chemicznych aniżeli 19, któremi w niniejszej pracy się posługiwałem, sądzę jednak, że już na podstawie dotychczasowych badań można wysnuć pewne wnioski o petrograficznej budowie trzonu granitowego Tatr.

Zestawiam je w następujących punktach:

1. W granicie tatrzańskim istnieje przejściowość stopniowa od odmian ciemniejszych do jaśniejszych, zaznaczająca się większą ilością biotyту i muskowitu w granitach zachodniej i północnej części Tatr, mniejszą zaś ilością tych minerałów w granitach części południowo-wschodniej.

2. Na tej podstawie można zgodnie z teorią prof. Tokarskiego przeprowadzić linje jednakowej ilości minerałów ciemnych t. zw. „izofemy“.

3. Kierunek i przebieg izofem zezwala powziąć pewne wnioski co do przebiegu poprzecznych linii tektonicznych w Tatrach.

Wygięcie izofem ku południowi wzdłuż doliny Białej Wody nasuwa przypuszczenie, że tędy biegnie poprzeczna linja dyslokacyjna, wzdłuż której część Tatr środkowych leżąca na zachód od niej uległa „listwowemu przesunięciu“ ku północy.

4. Granit zachodniej i północnej części Tatr zawiera oligoklasy, wykazujące znaczne różnice w zawartości anortytu pomiędzy obwódką a rdzeniem i wybitną budowę pasową; oligoklasy natomiast południowo-wschodniej części Tatr posiadają słabą budowę pasową i małą różnicę w ilości anortytu zawartej w obwódce a w rdzeniu. Stąd wniosek, że granit południowo-wschodnich Tatr zastygał wolniej przy powolnym spadku temperatury bliżej centrum batolitu, granit zaś północnych i zachodnich Tatr zastygł przy szybszym spadku temperatury i posiada znamiona zewnętrznej części batolitu.

5. Nie zamykanie się izofem od strony południowej w obrębie trzonu krystalicznego oraz brak powtórzenia się znamion charakteryzujących oligoklasy z północnej i zachodniej części Tatr w partji południowo-wschodniej, pozwala wyprowadzić wniosek, że albo trzon tatrzański wzdłuż kontaktu ze skałami osadowymi został ucięty od strony południowej dyslokacją podłużną i uległ zapadnięciu się uskoku; lub też, że cały trzon granitowy został nasunięty ku północy w ten sposób, że na południu zostały odsłonięte masy centralne batolitu, a na północy nurzają się pod skały osadowe masy brzeżne batolitu, przyczem powstać mógł wspomniany uskok.

6. Chemizm granitu tatrzańskiego wskazuje, że granity południowej partji trzonu zawierają równowagę potasu i sodu, podczas gdy granit części północnej i zachodniej partji charakteryzuje znaczna przewaga sodu nad potasem. Pierwsze zatem pod względem systematyki są bardzo zbliżone do adamellitów, podczas gdy granit partji północnej i zachodniej Tatr zbliżony jest do trondhemitów a nawet niektóre odmiany do granodiorytów, grupa zaś środkowa jest typowym granitem akerytowym.

7. Większa zawartość skalenia potasowych w granicie południowo-wschodniej części Tatr sprawia, że granit ten występuje w formie świeższej aniżeli granit o mniejszej zawartości skalenia potasowego; skaień ten jest bowiem odporniejszy na działanie atmosferyjów niż plagjoklasy. Jest rzeczą prawdopodobną, że w tem leży przyczyna, iż najwyższe w Tatrach szczyty jak Gerlach, Łomnica, Lodowy, przewyższające wszystkie inne swemi potężnemi rozmiarami, zgrupowały się w południowo-wschodniej okolicy trzonu krystalicznego.

8. Ponieważ pod względem chemizmu pomiędzy poszczególnymi odmianami granitu tatrzańskiego istnieje przejściowość (wniosek 1), nie można czynić przypuszczenia o istnieniu odrębnego typu granitu tatrzańskiego, gdyż w całym trzonie znajdziemy wszystkie odmiany pomiędzy granitami bardzo kwaśnemi a więcej zasadowemi.

Dla ugruntowania słuszności powyższych wniosków petrograficzne badania granitu tatrzańskiego powinny w przyszłości objąć te części Tatr, które dotychczas badaniami takimi objęte nie były; również celem ustalenia przebiegu izofem w Tatrach zachodnich, należałoby zbadać granit z punktów ujętych systematycznie wzdłuż pewnych linii profilowych n. p. z północy na południe.

Wreszcie palącą staje się kwestja przeprowadzenia dokładnych zdjęć petrograficznych dla wykonania mapy petrograficznej Tatr, której brak odczuwają tak petrografowie jak też geologowie.

R É S U M É.

En 1927 furent publiés les travaux de M. J. Tokarski: „L'essai d'une synthèse des recherches sur le granite de Tatra“ et „Les isofèmes du granite de Tatra“. La conclusion principale de ces travaux est, que le massif granitique de Tatra est doué d'une régularité et d'une conséquence très particulière dont il change sa composition minéralogique et chimique: le granite devient de plus en plus riche en minéraux colorés (biotite, oxydes de fer, muscovite) à mesure, qu'on s'approche, du bord septentrional du massif. Sur la carte géologique on peut tracer les lignes par les points, dont les roches analysées

ont montré la même teneur en éléments colorés. Les lignes ainsi obtenues, nommées par Mr. J. Tokarski „isofèmes“ sont approximativement parallèles au bord septentrional du massif cristallin de Tatra. Ces lignes s'épaississent dans les dépressions tectoniques du massif et elles sont au contraire plus ou moins délayées sur ses élévations. A côté de la chaîne de Tatra tous les autres massifs granitiques des Karpatés méridionales démontrent la même régularité de variation de la teneur en éléments colorés. On peut alors supposer, que tous ces massifs forment ensemble un grand batholite, ondulé fortement par de nombreuses dislocations transversales.

Les conclusions de Mr. J. Tokarski possèdent une grande importance pour la question de la différenciation du magme granitique des chaînes centrales karpatiques en général et en même temps elles peuvent fournir plusieurs indications pour la tectonique de Tatra. Elles ont été basées sur les analyses chimiques et microscopiques des échantillons, surtout de la partie centrale de Tatra. Pour vérifier la théorie „des isofèmes“ aussi pour la partie orientale de Haute Tatra j'ai soumis à l'analyse détaillée les échantillons de Gerlach, Rohatka, Świstowe Turnie, Łomnica, vallée de Pięć Stawów Spiskie, de Koprowa.

La composition minéralogique réelle de ces échantillons, obtenue par la méthode planimétrique au microscope, est figurée p. 709. L'étude microscopique détaillée des composants principaux (quartz, oligoclase, orthose, biotite, muscovite, oxydes de fer) a fourni les propriétés optiques bien connues par les travaux antécédents. Ce qu'il y a de nouveau c'est la présence du sphène dans le granite de Koprowa et de l'antiperthite dans le granite de Świstowe.

Une observation intéressante a pu être faite sur la structure zonée de l'oligoclase, c'est à dire sur la différence de la teneur en anorthite entre le centre et la bordure. Il s'est montré, que dans la partie de Sud-Est de Tatra la différence de composition entre le centre et la bordure est très petite (1—2% de l'anorthite), la structure zonée alors à peine perceptible. Dans la direction de Nord-Ouest cette différence croît continuellement, pour atteindre enfin dans les environs de Goryczkowa 7—11% de l'anorthite. On peut alors supposer que le granite de la partie

méridionale et orientale s'est consolidé plus lentement et plus tranquillement, dans des parties plus profondes du batholite, tandis que la cristallisation du granite du Nord s'est effectuée plus vite dans les zones périphériques du batholite. Cette supposition s'accorde bien avec les thèses de Hommel et Bowen. En outre la richesse du feldspath potassique (orthose, microcline, micropertélite) est spécialement caractéristique pour la partie méridionale.

Les analyses chimiques de 6 échantillons mentionnés sont figurées dans le tabl. p. 720; les compositions virtuelles et les paramètres magmatiques ont été calculés suivant la méthode habituelle des savants américains. (Cross, Iddings, Pirsson, Washington). La comparaison des propriétés chimiques des roches analysées permet de constater, que les granites de la partie méridionale et orientale de Tatra sont caractérisés par l'équivalence de Na_2O et K_2O , ce qui s'accorde bien avec les résultats obtenus au microscope. La composition chimique du granite de Tatra change continuellement à partir des variétés plus claires et plus potassiques (adamellites) au Sud - Est du massif cristallin, jusqu'aux variétés les plus riches en éléments ferro-magnésiens et plus sodiques (trondhiemites, parfaits même granodiorites) au Nord-Ouest. Les formes intermédiaires s'approchent aux granites akéritiques. Il faut souligner qu'il n'y existent point de types bien distincts et séparés, mais une série de variation assez continue.

La théorie des isofèmes de M. J. Tokarski trouve sa confirmation parfaite dans le travail présent. Toutes les 6 analyses trouvent justement leurs places dans les isofèmes correspondantes. Dans le diagramme triangulaire de Becke (p. 731) les granites de Świstowe et de la vallée de Pięć Stawy Spiskie donnent leurs points représentatifs sur l'isofème à $f_0 = 1.3$, le granite de Łomnica sur celle à $f_0 = 1.0$ et de Rohatka $f_0 = 1.0$, de Gerlach $f_0 = 0.9$, de Koprowa $f_0 = 0.7$. Les granites plus clairs (à f_0 plus petit) caractérisent alors les parties méridionales du massif, les granites plus foncés (à f_0 plus grand) gisent du côté septentrional.

Cette particularité est mise en évidence par la carte du massif en question (p. 741), où les différentes isofèmes sont tracées par les points chimiquement analysés. Le parcours de

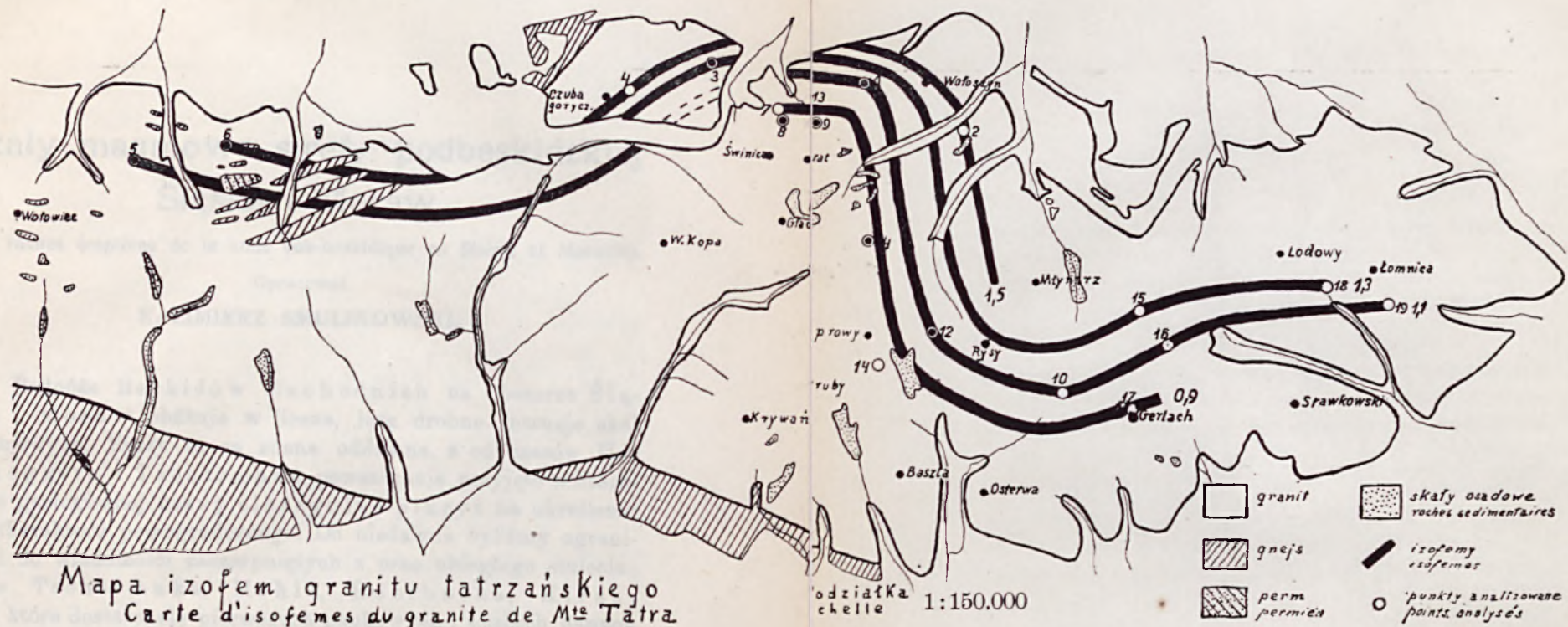
ces lignes est très intéressant. On peut remarquer qu'elles convergent au bord septentrional du massif granitique dans les environs de Goryczkowa, où passe une grande dépression transversale bien connue depuis longtemps. Près de Koszysta les isofèmes tournent vers le Sud, le long de la vallée de Biała Woda, pour prendre plus loin de nouveau la direction équatoriale. On pourrait supposer alors, qu'il existe ici une dislocation transversale à direction Nord-Sud. Le long de cette dislocation, la centrale partie de Tatra fut chariée vers le Nord. L'examen de notre carte fait voir aussi une circonstance très importante, que les isofèmes ne sont pas fermées au Sud du massif de Tatra, ce qui serait indispensable, si le massif devait former un batholite entier. On peut alors conclure, que le massif cristallin de Tatra ne constitue qu'une partie septentrionale d'un batholite originairement beaucoup plus grand, dont la partie méridionale s'est enfoncée et cachée profondément sous les terrains sédimentaires des vallées de Poprad et de Wag.

LITERATURA.

1. A. Alth. Sprawozdanie z badań geologicznych przedsięwziętych w Tatrach. Kraków 1878.
2. F. Becke. Zur Physiographie der Gemegeteile der Kristallinen Schiefer. Denkschrift der Akad. der Wissenschaften. Wien 1913.
3. F. Becke. Graphische Darstellung von Gesteinsanalyse. Tschermaks Miner. Mitt. Wien 1926.
4. W. Closs. Tektonik und Magama. Berlin 1924.
5. V. M. Godschmidt. Geologisch-petrographische Studien in Hochgebirge des Südlichen Norwegens. Kristiania 1912.
6. L. Gorazdowski. O składzie chemicznym tatrzańskich minerałów skałotwórczych. Pam. Fizjograf. T. XV. Kraków 1899.
7. M. Hamerska-Witkiewiczowa. Granit z Miedzianego i Żłobistego w Tatrach. „Kosmos“. Lwów 1926.
8. W. Hommel-Niggli. W. Hommels systematische Petrographie auf genetischer Grundlage. Swiezer. Min. Mitt. Bd. VII. Zurich 1927.
9. W. Goetel. Budowa geologiczna Tatr. Przewodnik II zjazdu słow. geogr. i etnogr. 1927.
10. S. Jaskólski. Les Amphibolites de Monts Tatra et leur origine. Bull. de l'Acad. des sciences. Cracovie 1924.
11. S. Jaskólski. Über einige Chloritschiefer aus der West-Tatra. Bull. de l'Acad. des sciences. Cracovie 1927.

12. St. Kreutz. Łupek granatowo-syllimanitowo-biotytowy w Tatrach. Rozpr. Akad. Umiej. w Krakowie 1913.
13. St. Kreutz. O limburgicie w Tatrach. Rozpr. Akad. Umiej. w Krakowie 1913.
14. Cz. Kuźniar. Skąły osadowe tatrzańskie. Rozpr. Akad. Umiej. w Krakowie 1913.
15. Lacroix. Mineralogie de Madagaskar. Paris 1925.
16. Lugeon. Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des klippen des Carpathes. Bull. de Géol. Univ. Lousanne 1903.
17. M. Limanowski. Wycieczka w Tatry i Pieniny. Pam. Tow. Tatr. 1904.
18. M. Limanowski. Rzut oka na architekturę Karpat. „Kosmos“ Lwów 1905.
19. M. Limanowski. Geologiczne przekroje przez fałd Czerwonych Wierchów Rozpr. Akad. Umiej. w Krakowie 1911.
20. J. Morozewicz. Opis mikroskopowo-petrograficzny granitów tatrzańskich. Pam. Fizj. T. IX. Warszawa 1889.
21. J. Morozewicz. Rozmieszczenie granitów, gnejsów i łupków krystalicznych w Tatrach. Pam. Fizj. T. XI. 1891.
22. J. Morozewicz. Z mineralogji i petrografji Tatr. „Kosmos“. T. XXXIV. Lwów 1909.
23. J. Morozewicz. O granicie karpackim. Księga Pam. T. XL. zjazdu lekarzy i przyrodników polskich w Krakowie 1911.
24. J. Morozewicz. Über die Tatrgranite. N. Jhb. F. Min. Stuttgart 1914.
25. J. Morozewicz. Granit tatrzański i problem jego użyteczności. Czasopismo Tech. Lwów 1914.
26. Niggli. Gesteins und Mineralprovinzen. Berlin 1923.
27. J. Nowak. Zarys tektoniki Polski. Kraków 1927.
28. E. Passendorfer. Kreda serji wierchowej w Tatrach. Sprawozd. P. I. G. 1921. O górnej jurze i kredzie w serji wierchowej w Tatrach. Ibid. 1927.
29. W. Pawlica. Pegmatyty północnej wyspy krystalicznej w Tatrach. Księga Pam. XI. zjazdu lek. i przyr. pol. w Krakowie 1911.
30. W. Pawlica. Pegmatyty Tatr i ich stosunki magmatyczne. Rozpr. Akad. Umiej. Kraków 1913.
31. W. Pawlica. O gedrycie w Tatrach. Ibid. 1914.
32. W. Pawlica. Północna wyspa krystaliczna w Tatrach. Rozpr. Akad. Umiej. Kraków 1915.
33. W. Pawlica. O złożach mineralnych granitu tatrzańskiego. Rozpr. Akad. Umiej. Kraków. 1916.
34. F. Rabowski. Budowa Tatr, pasmo wierchowe. Sprawozdania P. I. G. 1925.
35. F. Rabowski i Goetel. Budowa Tatr, pasmo regłowe. Sprawozdania 1925.

36. F. Rabowski. Skałki i ich rola w łańcuchu karpackim. Sprawozd. P. S. G. 1925.
37. Rosenbusch. Mikroskopische Physiographie. Stuttgart 1921.
38. Rosenbusch. Physiographie der Mineralien und Gesteine. Stuttgart 1921.
39. J. Rylski. Granit z Żółtej Turni i Mięguszwieckiego Szczytu w Tatrach. „Kosmos“. Lwów 1927.
40. St. Staszic. O ziemiorodztwie Karpatów i innych gór i równin Polski. Warszawa 1815.
41. A. Streng. Beitrag zur Theorie der plutonischen und vulkanischen Gesteinsbildung. Poggend. 1853.
42. J. Szadeczky. Der Granit der Hohen Tatra. Tscher. Miner. Mitt, Bd. XIII. Wien 1892.
43. B. Świderski. Korzenie leżące fałdu Czerwonych Wierchów, nowe elementy budowy trzonu Tatr. Rozpr. Akad. Umiej. w Krakowie 1921.
44. J. Tokarski. Rozbiory chemiczne krystalicznych skał tatrzańskich i wołyńskich w projekcji Beckego. „Kosmos“. Lwów 1916.
45. J. Tokarski. Granit z Kościelca Małego w Tatrach. „Kosmos“. Lwów 1925.
46. J. Tokarski. Granit z Granatów w Tatrach. Arch. Tow. Nauk. we Lwowie 1925.
47. J. Tokarski. Próba syntezy dotychczasowych wyników badań petrograficznych granitu tatrzańskiego. „Kosmos“. Lwów 1926.
48. J. Tokarski. Izofemy w granicie tatrzańskim. II. zjazd Geogr. i Etnogr. słowiańskich w Polsce. 1927.
49. J. Tokarski. Petrografia. Lwów 1928.
50. V. Uhlig. Die Geologie des Tatragebirges. Denkschr. der Akad. d. Wiss. Wien 1897.
51. V. Uhlig. Geologische Karte der Tatragebirges. Ibid. 1899.
52. V. Uhlig. Bau und Bild der Karpathen. Wien 1903.
53. H. S. Washington. Chemical analyses of igneous rocks. Washington 1916.
54. Z. Weyberg. Przyczynki do petrografji trzonu krystalicznego tatrzańskiego. Pam. Tow. Tatr. Kraków 1901 i 1903.
55. Z. Weyberg. Materiały do poznania chemicznego składu skałotwórczych min. Izwiestja Warsz. Uniw. 1909.
56. Z. Weyberg. Zależność składu biotytów od zasadowości skały. Sprawozd. Tow. Nauk. Warszawa 1909.
57. Z. Weyberg. Słów kilka o skaleniach tatrzańskich. Ibid. 1909.
58. L. Zejszner. Rzut oka na budowę geologiczną Tatr i wzniesień do nich równoległych. Bibl. Warszawska 1842.
59. L. Zejszner. Carte géologique de la chaîne du Tatra et des soulèvements parallèles. Berlin 1892-5.
60. L. Zejszner. Opis skał plutonicznych Tatr. Roczn. Tow. Nauk. Kraków 1851.



Mapa izofem granitu tatrzańskiego
Carte d'isofemes du granite de Mts Tatra

odziałka
chelle 1:150.000

Punkty analizowane (ints analysés):

- | | |
|--|------------------------------------|
| 1. Kosista, | 11. Miedziane, |
| 2. Roztoka, | 12. Mięszowiecki, |
| 3. Uhrocie Kasprowe, | 13. Żółta Turnia, |
| 4. Pośredni Goryczkowy, | 14. Koprowa Przełęcz, |
| 5. Trzydniwiański, | 15. Świstowe Turnie, |
| 6. Ornak, | 16. Rohatka, |
| 7. Kościelec Mały (odm. ciemna) (<i>var. colorée</i>), | 17. Gerlach, |
| 8. Kościelec Mały (odmiana szara) (<i>var. grise</i>), | 18. Dolina Pięciu Stawów Spiskich, |
| 9. Granaty, | 19. Łomnicka grań. południowa. |
| 10. Żłobisty, | |

Rozmieszczenie granitu, gnejsu i skał osadowych według mapy geologicznej Uhliga. 4 zeszyt Atlasu Geolog. Galicji). — (*Distribution du granite, gneiss et des roches sédimentaires d'après Uhlig*).

autora niniejszej pracy i opisana w dziele pt. „Materiały do znajomości skał magmowych Śląska Cieszyńskiego“ (Archiwum Tow. Nauk. we Lwowie 1929). Jedynie tylko środkowy odcinek omawianej strefy, na terytorjum części Śląska Cieszyńskiego należącej do Czechosłowacji, nie został dotychczas szczegółowo opracowany, jakkolwiek niebrak nam licznych ważnych obserwacji także i co do tego terenu. Mając na oku potrzebę ogólnej charakterystyki litologicznej strefy podbeskidzkich skał magmowych jako pewnej całości geologicznej, podajemy w niniejszej pracy próbę ujęcia całokształtu problemów litologicznych, odnoszących się do tego interesującego obszaru. (Szkic orientacyjny na końcu pracy).

Intruzje magmowe omawianego obszaru ograniczone są wyłącznie do dolnokredowych utworów fliszowych, które tworzą pewną odrębną jednostkę tektoniczną, płaszczowinę cieszyńską, tak, iż intruzje te stanowią zdaniem J. Nowaka (Zarys tektoniki Polski) jedną z charakterystycznych „facjalnych“ właściwości tej jednostki. Mają one zawsze postać żył pokładowych czyli międzywarstwowych iniekcji (sills). Miąższość ich naogół drobna stosunkowo rzadko przekracza kilkanaście metrów; dzięki lokalnym soczewkowatym nabrzmieniom mogą czasami powstawać utwory płaskie, zbliżone do bardzo drobnych lakkolitów (*laccolithic sills*). Normalne żyły, poprzecznie przecinające warstwy, nigdzie nie zostały dostrzeżone przez autora. Zjawiska kontaktu termalnego stale występują na obu brzegach każdej intruzji, a polegają najczęściej na skrzemieniu i zaniku węgla wapniowego w marglistych łupkach cieszyńskich, bądź też na drobno-ziarnistym skrzemieniu się wapieni cieszyńskich. Mikroskopowe badanie kilku skał kontaktowych nie wykryło obecności żadnych typowych minerałów metamorfizmu termalnego, co winnoby wskazywać na niską temperaturę intrudującej magmy i drobne zasoby jej ciepła.

Skały intruzyjne strefy podbeskidzkiej odznaczają się wielką różnorodnością składu mineralnego; zmienność ta dotyczy przede wszystkim stosunków ilościowych wśród poszczególnych minerałów. Zpśród głównych skałotwórczych składników należy wymienić następujące: Oliwin odgrywający główną rolę w skałach melanokratycznych, a podrzędny lub nieobecny w skałach jaśniejszych. Augit bazaltowy i tytanowy

często silnie zabarwiony, w słupekach o skulturze klepsydrowej lub pasowej. Augit egirynowy, tworzący cienkie obwódki na augicie tytanowym, lub drobne ziarenka oddzielne, odgrywa ważniejszą rolę w skałach jasnych i bardziej alkalicznych. Augit zwyczajny jest mało rozpowszechniony i przywiązany głównie do typów diabazowych. Hornblenda brunatna zbliżona bądź do barkewikitu bądź do hornblendy bazaltowej, często z delikatnymi rąbkami ciemno-zielonymi bogatszymi w alkalia (*hastingsit*). Biotyt brunatny i silnie pleochroiczny, zwykle bogaty w tytan; w skałach jasnych i alkalicznych zjawia się odmiana brunatno-zielona lub wyraźnie ciemno-zielona. Plagjoklaz zwykle dość zasadowy, a nierzadko labrador, często z wyraźną budową pasową. Ortoklaz zwykle bogaty w sód (ortoklaz sodowy), często o wyglądzie sanidynu, tworzy krystalograficznie zorjentowane obwódki dookoła plagjoklazu, lub niezależne drobniejsze tabliczki. Nefelin pospolity zwłaszcza w skałach jasnych, często w regularnych, krótkich, sześciobocznych słupekach, zawsze całkowicie przeobrażony w równoległe włóknisty natrolit, czasem z domieszką innych zeolitów. Analcym albo czysty i całkiem przezroczysty, albo mętny i zanieczyszczony, wypełnia wszystkie wolne miejsca w skale lub tworzy się jako produkt hydrotermalnego przeobrażenia skaleni. Kalcyt często towarzyszy analcymowi, przeważnie w ilościach podrzędnych.

Z pośród minerałów pobocznych wymienić należy apatyt, magnetyt tytanowy, ilmenit, tytanit, w minimalnych ilościach czasami egiryn, piryt, chromit, perowskit. Skutkiem metasomatozy hydrotermalnej powszechnej w omawianych skałach, a często bardzo daleko posuniętej, minerały wtórne odgrywają ważną rolę: Serpentyń, iddingsit, chloryt, kalcyt, prenit, pektolit, kalcyt, kwarc i różne zeolity, towarzyszące czasem w drobnych ilościach natrolitowi i analcymowi, jak tomsonit, fillipsyt, apofilit, hydronefelit.

Skład chemiczny znany jest na podstawie 13 analiz ryczałtowych skał całego obszaru (tekst francuski, Tabl. II. str. 779) (8 skał z Moraw an. Veselý, 5 skał ze Śląska an. autor). Analizy te przeliczono na skład mineralny „normatywny“ według znanej ogólnie metody uczonych amerykańskich; parametry

magmowe uzyskane ze składu normatywnego ilustrują w sposób przejrzysty ogólny chemizm badanych skał. W uzupełnieniu zastosowano również metodę przeliczeń Niggliego, by umożliwić porównanie analizowanych skał z typami magmowymi wyróżnionymi przez tego uczonego (tekst franc. Tabl. III. str. 785). Z rozważań tych wynikało, iż skały podbeskidzkie tworzą bardzo znamienne serję litologiczną, bogato zróżnicowaną, o ogólnym charakterze alkalicznym, przyczem jednak zdarzają się w niej skały o normalnym charakterze alkaliczno-wapiennym.

Szczegółowe studjum skał magmowych strefy podbeskidzkiej okazało, iż pomimo wyraźnych rysów wzajemnego pokrewieństwa istnieje wśród nich tak znaczna różnorodność, iż używane dotąd powszechnie terminy pikryt i cieszynit stanowią nie wystarczająco dla ścisłego ujęcia zróżnicowania. W myśl wymagań nowoczesnej petrografji okazało się koniecznym wyróżnić znacznie większą ilość typów skalnych, a owe dwa pierwotne terminy ograniczyć i ściśle zdefiniować. W tworzeniu systemu klasyfikacji autor trzymał się naogół zasad wytyczonych przez A. Lacroix; opierał się więc zasadniczo na rzeczywistym składzie mineralnym ilościowo wyznaczonym w mikroskopie, natomiast składu chemicznego używał tylko pomocniczo dla ogólnej orientacji. Szczególnie pomocnym okazało się przytem pojęcie heteromorfizmu stworzone przez Lacroix'a, a umożliwiające porównywanie i ściśle wiązanie ze sobą skał o odmiennym wykształceniu mineralnym przy jednakim chemizmie.

Poszczególne typy skał wyróżnione przy klasyfikacji zostały zobrazowane konkretnymi przykładami skał różnych miejscowości, a ich skład mineralny ujęty ilościowo w procentach objętości został wyznaczony w mikroskopie metodą planimetryczną (Rosival). Dla skał chemicznie analizowanych zestawiono porównawczo skład normatywny ze składem mineralnym rzeczywistym, dzięki czemu stopień heteromorfizmu mógł być z łatwością określony. Krótkie zestawienie wyróżnionych przez nas typów magmowych skał podbeskidzkich podano poniżej.

Pikryt, skała melanokratyczna bogata w oliwin (20—50%), o strukturze drobno ziarnistej lub pseudo-porfirowej. Augit tytanowy, brunatna hornblenda, biotyt i zielonkawe, krypto-

krystaliczne, skąpe tło, obecne w zmiennych ilościach. Akcesorycznie apatyt i tlenki żelaza (Tabl. III., fot. 1).

Ankaratryt oliwinowy. Struktura porfirowa. Liczne duże prakryształy oliwinu są zanurzone w afanitowym czarnym tle, które w mikroskopie okazuje się złożonym z drobnitkich słupków augitu tytanowego, ubocznie hornblendy, biotyty i tlenków żelaza, zlepionych jasnym, szklistym, bądź też analcymowym tłem.

Monchikit oliwinowy. Skała o charakterze lamprofirowym bogata w automorfijne kryształy oliwinu (rozłożonego), augitu, hornblendy i biotyty, zlepione mętym tłem szklistym, zzeolityzowaniem, a miejscami przechodzącym w czysty analcym. (Tabl. III, fot. 2).

Monchikit ubogi w oliwin. Różni się od poprzedniej mniejszą ilością oliwinu (mniej niż 10%) i normalnie również obecnością zmiennej ilości skaleni w tle jasnym. (Tabl. III., fot. 3).

Fourchit. Monchikit zupełnie pozbawiony oliwinu i bogatszy w jasne analcymowo-szkliste tło (Tabl. V., fot. 2–6, Tabl. VI., fot. 1).

Ouachitit. Skała monchikitowa obfitująca w duże płytki biotyty, poikilitowo obrastające inne ciemne składniki. Tlenki żelaza, a zwłaszcza apatyt mogą się tak obficie nagromadzać, że dają typ ouachititu apatytowego (Tabl. III., fot. 6, Tabl. VI., fot. 3).

Diabaz. Ziarnista skała o tendencji ofitowej albo intersertalnej. Labrador, augit zwyczajny, intersertalny chloryt, ubocznie ilmenit, apatyt i analcym wtórny w podrzędnej ilości (Tabl. II., fot. 3, Tabl. IV., fot. 1).

Kamptonit. Skała drobno-krystaliczna o tendencji porfirowej, obfitująca w automorfijne słupki augitu tytanowego, ze zmiennymi ilościami brunatnej hornblendy i pseudomorfoz po oliwinie; jasne tło dla powyższych składników stanowi tkalina drobnych tabliczek plągjoklazau (andezyn-labrador) (Tabl. IV. fot. 2).

Cieszynit. Nazwa ta odnosi się do skał ziarnistych mezokratycznych, których struktura okazuje bądź to tendencję panidiomorfową, bądź intersertalną. Z ciemnych minerałów zasadniczą rolę odgrywa augit tytanowy i brunatna hornblendą

barkewikitowa, ubocznie występują tlenki żelaza, biotyt, oliwin, augit egirynowy, apatyt i tytanit. Głównym jasnym składnikiem są skalenie, w ilości mniejszej występuje analcym, wypełniający wszystkie wolne miejsca. Często spotyka się nadto pseudomorfozy natrolitowe po nefelinie. Ze względu na jakość skaleni wyróżnić należy 3 typy: 1) typ teralitowy zawierający jedynie plagjoklaz, bez ortoklazu lub jedynie z minimalnymi ilościami tego ostatniego; 2) typ esseksytowy zawierający obok plagjoklaz u ortoklaz u w poważniejszych ilościach, przyczem jednak pierwszy wyraźnie przeważa nad drugim (Tabl. I, fot. 5); 3) typ monzonitowy odznaczający się znaczną przewagą ortoklaz u nad plagjoklaz em, który w przypadku skrajnym może zupełnie zanikać. (Tabl. I. fot. 1, 2, Tabl. IV. fot. 4, 6). W razie gdy analcym znika, a miejsce jego zajmuje nefelin, cieszynity przechodzą do odpowiednich i chemicznie analogicznych skał: teralitów względnie berondrytów, esseksytów i monzonitów nefelinowych.

Bekinkinit i lugaryt. Są to skały ściśle związane z cieszynitami za pośrednictwem form przejściowych, a odznaczające się obfitością analcymu, który wypiera prawie zupełnie skalenie, obecne tylko w wystrzępionych resztkach. Są to formy silnie zanalcymizowane dzięki działaniu wodnistych resztek magmy, czyli dzięki t. zw. autometasomatozie hydrotermalnej¹⁾. W bekinkinitach minerały ciemne przeważają nad jasnymi, w lugarytach stosunek ilościowy jest odwrotny (Tabl. I. fot. 4, Tabl. IV. fot. 5).

Syenit alkaliczny. Leukokratyczna skała złożona głównie z albitu i ortoklaz u sodowego. Kalcyt, chloryt, tlenki żelaza, tytanit, augit i biotyt obecne w zmiennych ilościach.

Syenit analcymowy. Głównym składnikiem jest ortoklaz u sodowy, często z drobnymi ilościami silnie przeobrażonego plagjoklaz u. Pseudomorfozy nefelinowe zwykle również obecne. Analcym wypełnia wszystkie wolne miejsca. Z ciemnych minerałów augit tytanowy i egirynowy, brunatna hornblenda i biotyt, akcesorycznie apatyt, tlenki żelaza i tytanit (Tabl. VI. fot. 4).

Syenit nefelinowy. Skała złożona głównie z ortoklaz u, obfitych pseudomorfoz nefelinowych i mniej licznego

¹⁾Z. Weyberg. Wiadomość ustna.

analcymu, zmieszanego z prenitom i produktami zeolitycznymi optycznie nieoznaczalnymi. Z minerałów ciemnych brunatna hornblenda, augit egirynowy, w zmiennych ilościach augit tytanowy, akcesorycznie apatyt, biotyt, tlenki żelaza i tytanit (Tabl. I. fot. 3, Tabl. VI. fot. 5).

G a u t e i t n a t r o l i t o w y. Skała leukokratyczna o strukturze porfirowej: Prakryształy andezynu, obrośniętego ortoklazem, zanurzone są w jasnym tle skalnym, obfitującym w delikatne listewki ortoklazu (o wyglądzie sanidynowym), zlepione włóknistą masą natrolitu. Drobnie igły brunatnej hornblendy i ziarenka augitu egirynowego rozprószone są równomiernie w całej skale (Tabl. VI. fot. 6).

Na podstawie badań szczegółowych i porównawczych najprawdopodobniejszym wydało się przypuszczenie, iż dyferencjacja magmy obszaru podbeskidzkiego przebiegała w dwu fazach. Początki tej dyferencjacji odbywały się prawdopodobnie w znacznych głębokościach w obrębie jakiegoś większego zbiornika magmowego, który dostarczył magmy wszystkim intruzjom całego obszaru. Magma wyciśnięta z tego zbiornika i wtrącona w osady karpackiej geosynkliny była zatem już zróżnicowana w pewnym stopniu. Druga faza dyferencjacji przebiegała już w obrębie poszczególnych intruzyj, zwłaszcza pokażniejszych rozmiarów. Odnośnie do przyczyn i sposobów dyferencjacji przyjęto stanowisko N. L. B o w e n a, iż frakcjonowana krystalizacja, gromadzenie się wydzielonych kryształów w pewnych miejscach, oraz mechaniczne wyciskanie pozostałej cieczy („squeezing out“) były główną przyczyną różnicowania się pierwotnej, jednorodnej magmy.

Dla ułatwienia rozważań nad przebiegiem i sposobem dyferencjacji badanego obszaru zastosowano metodę graficzną. Skonstruowano diagram oparty na mineralnym składzie normalnym (obliczonym z analiz ryczałtowych) i otrzymano w ten sposób obraz zmienności tego składu w obrębie całej serji badanych skał (Rys. 2. Tekst fr. str. 839). Z dyskusji tego diagramu zrodziło się przekonanie, iż w dyferencjacji magmy podbeskidzkiej zaznaczają się pewne tendencje: 1) T e n d e n c j a p e r y d o t y t o w a (nagromadzanie się oliwinu); 2) T e n d. p i r o k s e n o l i t o w a (nagromadzanie się augitu); 3) T e n d.

gabbro-diorytowa (nagromadzenie się plagioklastu, a zanik skalenoidów); 4) Tend. monzonitowa (nagromadzenie się ortoklastu); 5) Tend. essektytowa (nagromadzenie się równomierne plagioklastu, ortoklastu i skalenoidów). Dla porównania utworzono taki sam diagram dla skał Szkocji zachodniej (Ayrshire) i stwierdzono istotnie bardzo znaczne analogie tej prowincji magmowej, z prowincją podbeskidzką (rys. 4. Tekst franc. str. 842).

Na podstawie tego samego diagramu oraz rozważań nad możliwymi sposobami dyferencjacji można było przypuścić, iż owa pierwotna magma, która przez swe różnicowanie dała różne formy magmowych skał podbeskidzkich, miała prawdopodobnie chemiczny charakter gabbro-essektytowy.

Wobec szeroko rozpowszechnionej tezy, iż pramagmą całej skorupy ziemskiej jest normalna magma bazaltowa, zastanawiano się nad sposobem, w jaki magma pierwotna podbeskidzka, gabbro-essektytowa, mogła się wytworzyć z owej pramagmy bazaltowej. Stwierdzono, że takie przekształcenie może polegać na prostej desylikacji tej pramagmy. Nasunęło się pytanie, czy nie dałoby się tego przekształcenia wytłumaczyć teorią Daly'ego, która wyjaśnia desylikację magmy, a w następstwie tworzenie się skalenoidów, przez asymilację skał wapiennych.

Dotychczasowe studia nasze nie dostarczyły żadnych pewnych dowodów prawdziwej, magmowej asymilacji wapienia w intruzjach podbeskidzkich. Obecność kalcytu nie może być poczytywana za dowód, wszystko bowiem wskazuje, iż kalcyt ten dostał się do intruzyj z zewnątrz dopiero pod koniec ich konsolidacji, i to przeważnie we fazie hydrotermalnej ich rozwoju. Zresztą, jak wiadomo z podstawowych dzieł Bowena, nie musi się przyjmować asymilacji wapienia dla objaśnienia przyczyny tworzenia się skalenoidów i można ich genezę wytłumaczyć drogą dyferencjacji krystalizacyjnej. Jeżeliby się jednak mimo to chciało przyjmować desylikację przez asymilację wapienia, musiałoby się przypuścić, iż asymilacja ta odbywać się mogła tylko w większych głębokościach i w wyższej temperaturze, zatem gdzieś w obrębie hypotetycznego zbiornika magmowego, którego miejsce, otoczenie i warunki muszą dla nas pozostać tajemnicą.

Les roches éruptives de la zone sub-beskidique en Silésie et Moravie.

Introduction.

La région qui s'étend au pied de la chaîne des Carpathes occidentales, proprement dits des Beskides occidentales en Silésie et en Moravie, est caractérisée par l'abondance des roches éruptives qui pénètrent les sédiments plissés du flysch du Crétacé inférieur, en forme de petites intrusions très nombreuses. Ces intrusions avaient depuis longtemps inspiré l'intérêt très vif des géologues, des minéralogistes et des pétrographes à cause de leur importance géologique, de leurs particularités de composition et de leur caractère général. Déjà les premiers investigateurs de cette région, Heinrich, Pusch, Zeuschner, Hochstetter, s'étaient occupés de ces roches dans leurs travaux. Le savant bien mérité de la géologie de Silésie et Moravie, Hohenegger, apercevait bien les particularités de ces roches et c'est pourquoi il a donné le nom de teschénite aux types grenus. Les travaux postérieurs de Tschermak, Möhl, Rohrbach, Klvaňa, accumulaient de plus en plus des observations très importantes et, employant l'analyse chimique et microscopique, ils établissaient les premiers fondements exacts de la pétrographie de cette région.

Avec le progrès de la connaissance des roches de cette région, l'intérêt des pétrographes du monde entier pour les particularités de composition de ces roches, croissait aussi continuellement. Il fut démontré, que des roches semblables ne sont pas liées exclusivement à la Silésie et Moravie, mais qu'elles existent en formes très analogues dans plusieurs autres régions du globe. Les travaux de Macpherson, Lacroix, Tyrrell, Rackowskij etc. ont rendu possible la fixation des propriétés caractéristiques pour toutes les roches de ce genre en général.

Quant à connaissance détaillée des roches qui forment les intrusions dans la zone sub-beskidique en Silésie et Moravie, nous fûmes jusqu'à derniers jours bornés aux travaux anciens du siècle passé. A cause du progrès rapide de la pétrographie des temps derniers et du perfectionnement de ses méthodes la

nécessité se fit de reviser des observations anciennes et d'entreprendre une nouvelle étude détaillée des roches de cette région, selon les exigences de la science moderne. Ce n'est qu'une étude minutieuse de ces roches, qui nous peut donner l'image complète de leur variabilité et nous conduire à des résultats d'une valeur plus générale.

C'est à peine en 1926 que fût publié le travail de O. Pacak¹⁾ qui nous donne une description détaillée de toutes les roches de la région sub-beskidique en Moravie. La partie orientale de cette région et surtout la partie de la Silésie de Cieszyn, qui appartient à la Pologne, fût examinée spécialement par l'auteur²⁾ du travail présent. Seule la partie tchécoslovaque de Silésie ne possède pas jusqu'à présent une étude particulière, néanmoins nous avons à notre disposition plusieurs observations de ce terrain aussi. Nous pouvons alors dire, que nous connaissons aujourd'hui plus des $\frac{3}{4}$ de toute la région éruptive sub-beskidique, et nous pouvons essayer de faire son esquisse lithologique totale (v. la carte à la fin de cet ouvrage).

C'est précisément le but de notre étude présente. En nous appuyant sur les résultats du travail de M. Pacak et sur les matériaux examinés par nous, nous venons établir les caractéristiques de l'ensemble des roches éruptives sub-beskidiques. Ce travail nous fût bien facilité grâce à la bienveillance de M. Pacak, qui nous fit connaître les roches moraviennes en nous montrant ses préparations microscopiques et en nous offrant plusieurs échantillons des roches les plus caractéristiques de sa région. Nous le remercions cordialement pour son aide amicale.

L'étude présente a été exécutée dans l'institut minéralogique de l'École Polytechnique à Lwów; au directeur de cet institut M. le Prof. J. Tokarski j'adresse des remerciements sincères pour avoir facilité mon étude et pour avoir mis à ma disposition tous les moyens scientifiques. A mon collègue M. Dr. Ryłski j'exprime ma reconnaissance pour son aide dans mon travail sur le terrain.

¹⁾ O. Pacak. Sopečne horniny na severním úpatí Bezkyd Moravských. Praha 1926.

²⁾ K. Smulikowski. Materiały do znajomości skał magmowych Śląska Cieszyńskiego. (Archiwum Towarzystwa Naukowego we Lwowie 1929. Dz. III. T. V. Z. 1).

Mode de gisement.

La structure géologique de la zone de flysch des Carpathes occidentales en Silésie peut être expliquée d'après J. Nowak¹⁾ de la manière suivante. La chaîne est formée de quelques nappes, charriée l'une sur l'autre du Sud vers le Nord. La nappe de charriage la plus basse, constituée par les sédiments tertiaires, n'est visible que comme une bande étroite, qui borde la zone du flysch au Nord. Elle est couverte d'une autre nappe formée exclusivement des sédiments du flysch du Crétacé inférieur, qui a été nommée par Nowak la nappe de Cieszyn. La troisième nappe (nappe de Godula), charriée sur la nappe de Cieszyn, est formée essentiellement par les masses cohérentes des grès de Godula qui se manifestent bien dans la topographie du terrain. Sur cette entité tectonique repose la nappe de Magóra qui forme la chaîne principale des Beskides occidentales.

Les roches éruptives se rencontrent seulement dans les sédiments du flysch du Crétacé inférieur, qui constituent la nappe de Cieszyn, de sorte que les gisement de ces roches établissent une caractéristique toute spéciale pour cette entité géologique. La zone formée par cette nappe est une région peu accidentée, occupée par des collines peu escarpées et assez basses: Elle s'étend au Nord le long du front de la nappe de Godula, qui forme des montagnes assez élevées et escarpées, et qui contraste bien avec la région basse, située à ses pieds. C'est pourquoi nous employons le nom de la zone sub-beskidique ou région sub-beskidique pour cette contrée et nous nous servons de la même expression pour appeler les roches éruptives, qui abondent dans cette zone du flysch.

Ce n'est que dans un seul lieu, dans la vallée de Żywiec, que les roches éruptives apparaissent au milieu de la chaîne des Beskides. C'est une fenêtre tectonique, où les couches de la nappe de Cieszyn, chargée comme d'habitude des intrusions magmatiques, sortent du soubassement de la nappe de Godula.

Les roches éruptives sub-beskidiques forment des intrusions surtout dans les schistes de Cieszyn, rarement dans

¹⁾ J. Nowak. Zarys tektoniki Polski. 1927.

les autres étages du Crétacé inférieur de cette nappe. Ces intrusions sont toujours interstratifiées en forme de filons couchés (sills) d'épaisseur très variable, à partir de quelques centimètres jusqu'à 20 mètres à peu près. Ces filons interstratifiés se gonflent parfois localement et ils peuvent alors présenter des formes comparables aux laccolithes („laccolithic sills“)¹⁾. Nulle part dans le terrain examiné par l'auteur on n'a pu retrouver de véritables filons transversaux (dykes), comme ce fût signalé par G. Tschermak²⁾ pour certains gisements. Cependant il faut souligner, que les affleurements des roches éruptives sont en général peu distincts dans notre région, et qu'il n'est pas toujours possible de déterminer strictement les relations de la roche éruptive au sédiment. Nous ne pouvons pas alors nier la possibilité d'existence des filons propres dans la région sub-beskidique.

Chaque intrusion fait voir des phénomènes de contact plus ou moins nets en ses deux limites avec les sédiments qui l'enveloppent. La roche éruptive en s'approchant du contact devient de plus en plus finement cristallisée, parfois un peu porphyrique et finalement sa bordure devient toujours aphanitique. Il est en outre caractéristique que les parties centrales des intrusions, à grain plus gros, s'altèrent beaucoup plus facilement, que la bordure compacte et aphanitique, qui généralement n'est pas mal conservée, même dans les intrusions très décomposées.

Les phénomènes de contact des roches sédimentaires sont beaucoup plus caractéristiques. Les schistes marneux de Cieszyn, généralement gris-noirâtres ou brunâtres, perdent leur coloration au contact avec la roche éruptive. Ils deviennent clairs-jaunâtres, souvent d'une teinte grisâtre ou violacée; en se liant aux tables plus épaisses ils perdent leur carbonate de chaux partiellement ou totalement et ils se transforment aux roches siliceuses, dures, mais cassantes, qui ressemblent soit aux jaspes, soit aux adinoles. Parfois le magma s'infiltré dans les fentes des schistes et il les joint aux tables cohérentes, rubanées parallèlement au contact (Pl. II fig. 1). Le carbonate de chaux peut aussi rester sur place dans la roche de contact,

¹⁾ R. A. Daly. *Igneous rocks and their origin* 1914.

²⁾ G. Tschermak. *Die Porphyrgesteine Österreichs aus der mittleren geologischen Epoche* (Wien 1869).

et il se cristallise alors largement en forme de rubans parallèles. Les calcaires de Cieszyn, un peu marneux, se transforment en marbre nettement cristallisé. L'étendue de la sphère de la métamorphose de contact dépend de la grandeur d'intrusion magmatique et elle croît évidemment avec l'épaisseur de celle-ci.

L'examen microscopique des sédiments métamorphisés au contact permet de constater, que les minéraux typiques de métamorphisme p. ex. wollastonite, idocrase, grenat, épidote, diopside etc. y manquent complètement. Dans les schistes silifiés nous observons les parcelles anguleuses très délicates du quartz, plongées dans une substance isotrope, probablement siliceuse, souvent un peu tachetée de calcite. Le quartz élastique très finement distribué dans les schistes marneux de Cieszyn n'a pas pu alors réagir avec le carbonate de chaux, même dans les parties tout à fait voisines à la roche éruptive, comme nous l'avons constaté au microscope dans plusieurs échantillons. Aussi dans les calcaires métamorphisés nous n'avons pas remarqué de transformations plus profondes, outre la cristallisation prononcée de calcite.

L'étude approfondie des phénomènes de contact des roches sub-beskidiques est d'une valeur scientifique toute spéciale. Elle seule peut nous donner la réponse à cette question: quelle était l'influence mutuelle des sédiments et des roches éruptives dans notre région? Elle seule pourrait décider, si l'assimilation des sédiments par le magma sub-beskidique était possible, comme l'admet M. Pacak dans son travail. Nous ne nous sommes pas occupés spécialement des phénomènes de contact dans notre étude présente, les renvoyant à une investigation postérieure. Néanmoins quelques observations que nous avons faites accessoirement nous permettent de supposer que la température du magma pénétrant les sédiments était relativement très basse.

O. Pacak trouve possible l'existence des formes d'épanchement en Moravie et c'est vrai que la structure de certaines roches décrites par lui ne s'oppose pas du tout à une supposition pareille. Quand au terrain de Silésie examiné par nous, il faut souligner que nous ne connaissons pas un seul affleurement de roches éruptives, qui puisse faire penser à une véritable forme d'épanchement.

La détermination précise de l'âge géologique des intrusions sub-beskidiques n'est pas possible en état présent de notre connaissance de leurs gisements. On admet généralement, qu'elles se sont formées dans le Crétacé inférieur, parce qu'elles ne pénètrent jamais les couches crétacées postérieures au Barémien. Néanmoins la possibilité, qu'elles soient plus jeunes, existe encore, lorsque leur présence est liée exclusivement à une entité tectonique (nappe de Cieszyn), qui n'est constituée que du Crétacé inférieur. Nous sommes tout à fait d'accord avec M. P a c a k qui souligne, que ni dans le mode de gisement de ces roches, ni dans leur structure, on ne peut trouver aucune indication, qu'elles aient pris part au charriage avec les sédiments, qui les enveloppent.

Minéraux des roches sub-beskidiques.

La composition minéralogique des roches qui nous occupent est très variable au point de vue quantitatif aussi bien que qualitatif. Cette variabilité résulte d'un côté de la nature du magma très sensible aux divers facteurs de différenciation, d'un autre côté des conditions physicochimiques, qui influençaient sur elle d'une manière variée en différentes régions et étages. Nous venons décrire les constituants essentiels des roches sub-beskidiques.

Le Pyroxène est presque toujours l'élément le plus important de tous les minéraux colorés. On n'a trouvé jusqu'à présent que les variétés suivantes: l'augite commune, l'augite basaltique, l'augite titanifère, l'augite aegyrienne et l'aegyrienne.

L'augite commune (diopsidique) n'est pas fréquente dans les roches en question; elle semble être liée particulièrement à certains types à facies diabasique (p. ex. Boguszo-wice). Généralement elle ne présente pas des formes géométriques nettes, parfois elle est même sensiblement xénomorphe vers les feldspaths. La structure zonée ou celle en sablier y est à peine visible. Elle n'est que très faiblement colorée en lame mince, sans polychroïsme visible, ou même complètement incolore. La dispersion des bissectrices imperceptible, celle de l'axe *B* visible, mais faible; $n_g - n_p = 0.0275$, $2V = 55^\circ - 60^\circ$, $z: n_g = 41^\circ - 45^\circ$.

L'augite basaltique et l'augite titanifère sont les variétés les plus fréquentes dans les roches sub-beskidiques. Leurs cristaux généralement bien automorphes présentent la combinaison des faces: (110), (100), (010), (111). Elles forment d'habitude des prismes courts et aplatis suivant (100). La structure zonée est spécialement propre à l'augite basaltique, tandis que la structure en sablier, souvent très marquée, est plutôt caractéristique pour l'augite titanifère. Ces deux formes de structure sont liées entre elles par les formes transitoires. Les cristaux sont parfois caves au centre et remplis par de la pâte zéolitique ou vitreuse, accompagnée souvent de quelques paillettes de biotite ou chlorite. Nous ajoutons ci-jointes les données optiques de l'augite basaltique et de l'augite titanifère, qui sont d'ailleurs liées entre elles par toutes sortes de transitions.

Augite basaltique.

	Les accroissements sur (111)	Les accroissements sur (100)
Coloration en plaque mince	Presque incolore	brunâtre ou grisâtre
Polychroïsme	invisible	faible
Dispersion des bissectrices	imperceptible	distincte
" de l'axe B . .	distincte	forte ($\rho > v$)
$z : n_g$	$43^\circ - 46^\circ$	$46^\circ - 50^\circ$
$n_g - n_p$	0.0256	0.0247
$2V$	$51^\circ - 55^\circ$	$38^\circ - 42^\circ$

Augite titanifère.

	Les accroissements sur (111)	Les accroissements sur (100)	
Coloration en plaque mince	Presque incolore ou d'une teinte gris- rougeâtre très pâle	Grise passant à brune-violette au rose-violette	
Polychroïsme		Bien marqué: n_p — brune-violette parfois d'une teinte rosée n_g — grise-jaunâtre ou brune-grisâtre	
Dispersion des bissectrices	imperceptible faible	forte	
" de l'axe B . .		très forte ($\rho > v$)	
$z : n_g$		$48^\circ - 49^\circ$	$50^\circ - 59^\circ$
$n_g - n_p$		0.027—0.029	0.024—0.025
$2V$		$48^\circ - 55^\circ$	$38^\circ - 43^\circ$

L'augite aegyrienne forme habituellement des franges minces autour des prismes de l'augite titanifère surtout à leur contact avec les minéraux alcalins clairs. En outre elle forme dans les roches leucocrates les petits cristaux indépendants, généralement irréguliers, disséminés parmi de clairs éléments. Elle est polychroïque à teinte verte (n_p — verte émeraude, n_m — verte d'herbe, n_g — jaune-verdâtre, $n_p > n_m > n_g$). Dans la plupart des cas on peut constater, qu'elle est optiquement positive; $z:n_g = 60^\circ - 70^\circ$, $n_g - n_p = 0,0297$, $2V = 65^\circ - 70^\circ$. Nous rencontrons quelquefois dans certaines roches plus claires et plus alcalines les prismes fortement corrodés d'une forme transitoire entre l'augite titanifère et l'augite aegyrienne. Son noyau démontre la structure en sablier. Les formes d'accroissement suivant (100) sont polychroïques en teintes n_p — brune-violette foncée, n_m — brune-violette, n_g — brune-olive; leurs propriétés optiques sont: $z:n_g = 63^\circ$, la dispersion des bissectrices excessivement forte, $2V = 45^\circ$ environ. Les formes d'accroissement selon (111) démontrent le polychroïsme n_p — verte-grise, n_m — grise-rougeâtre d'une faible teinte verdâtre, n_g — olive, $z:n_g = 58^\circ$, dispersion des bissectrices faible, $2V = 60^\circ$ env. Le noyau construit de telle manière est enveloppé par de l'augite aegyrienne, dont les propriétés optiques sont tout à fait normales.

L'aegyrienne n'est qu'un élément accessoire des roches sub-beskidiques. Elle forme le plus souvent de petits capuchons sur les extrémités des prismes d'augite titanifère, sans intermédiaire d'augite aegyrienne. Exceptionnellement elle s'accole aux faces prismatiques d'augite, ou même en forme de petites aiguilles indépendantes elle est inégalement répartie parmi des minéraux clairs. Elle est caractérisée par les propriétés optiques suivantes: Polychroïsme intense (n_p — verte émeraude, n_m — vert d'herbe, n_g — jaune-verdâtre, $n_g < n_m < n_p$), $z:n_p = 0^\circ - 1^\circ$, $2V = 61^\circ$, signe optique négatif.

Une grande partie des intrusions en Silésie renferme l'augite partiellement ou totalement décomposée. Les pseudomorphoses d'augite sont généralement remplies de substances chloriteuses et serpentines, souvent accompagnées de la calcite et de la silice libre en quantité variable. Leurs sections en plaques minces sont presque toujours chargées de très petits

points opaques de leucoxène, dont la formation secondaire résulte de la haute teneur en TiO_2 contenue dans l'augite originelle (Pl. VI fig. 2). Contrairement à cela l'aegyrine reste toujours absolument intacte, même dans les roches les plus profondément altérées.

Les amphiboles sont toujours des éléments très importants des roches sub-beskidiques. Elles appartiennent surtout au rang: hornblende basaltique — barkévicitique. Elles forment généralement des baguettes ou des prismes allongés, souvent maclés suivant (100), dont les formes présentent la combinaison (110), (010), (101), (111); les faces terminales ne sont pas toujours exprimées. La hornblende possède un éclat fort bien caractéristique, ce qui permet de la distinguer facilement à l'oeil nu de l'augite, dont les prismes sont toujours peu éclatants ou mats. D'habitude la hornblende enveloppe les cristaux d'augite en s'orientant sur elle parallèlement, ce qui résulte de sa formation postérieure. Parfois elle forme de gros prismes racourcis qui englobent poecilitiquement plusieurs cristaux d'augite, d'olivine, d'apatite et d'oxydes de fer; en outre on la rencontre fréquemment en forme de prismes et de baguettes indépendantes.

En sections minces au microscope elle démontre toujours le polychroïsme intense en diverses teintes brunes: n_p — jaune ou brunâtre pâle, $n_m \approx n_g$ — brune foncée un peu rougeâtre ou parfois verdâtre (l'absorption $n_r < n_m \leq n_g$). Optiquement négative, l'angle d'extinction dans (010) $z:n_g$ $10^\circ - 15^\circ$. Le plan des axes optiques coïncide avec le plan de symétrie, $2V = 65^\circ - 75^\circ$ $n_g - n_p = 0.0223 - 0.0236$. Celles sont donc les propriétés de la hornblende barkévicitique.

Généralement les prismes de cette hornblende sont bordés d'une variété encore plus foncée et plus polychroïque. Son angle d'extinction $z:n_g = 6^\circ - 10^\circ$ permet de la mettre à côté de la hornblende basaltique riche en fer et oxyde titanique, qui est liée à la hornblende barkévicitique par plusieurs termes de passage. Elle forme en outre dans certaines roches de petites baguettes indépendantes. Nous ajoutons quelques propriétés optiques de cette variété: $n_g - n_p = 0.0237$, $2V = 64^\circ - 66^\circ$, caractère optique également négatif.

Dans les roches leucocrates nous rencontrons souvent une autre espèce de hornblende, qui forme une bordure mince autour des baguettes de hornblende barkévicitique, surtout sur leurs extrémités. C'est probablement une forme plus riche en fer et en alcalis, dont la détermination précise n'était pas possible à cause de ses dimensions très restreintes. Elle est fortement colorée et très polychroïque: n_p — jaune pâle un peu verdâtre, n_m — verte-bleue foncée, n_g — verte d'herbe très foncée (l'absorption $n_p < n_m < n_g$). L'angle d'extinction dans (010) ($z:n_g$) oscille entre 19° et 26° , mais sa valeur est très difficile à fixer en lumière blanche à cause de la dispersion des bissectrices très forte. L'écartement des axes optiques menu, leur plan parallèle à (010), la biréfringence faible, le signe optique négatif. D'après ces propriétés optiques nous pourrions supposer, que cette variété s'approche à la hastingsite.

La hornblende des roches sub-beskidiques présente souvent deux générations, dont la seconde forme de petites baguettes ou aiguilles de dimension microlitique. Leur nature correspond généralement à celle des bordures des phénocristaux, c'est à dire à la hornblende basaltique. Les phénocristaux démontrent parfois des phénomènes de résorption, qui consistent dans la transformation en augite parallèlement orientée et mélangée d'oxydes de fer (Pl. V fig. 4).

L'altération de la hornblende donne naissance aux produits analogues à ceux de l'augite, c'est à dire aux agrégats chloriteux chargés de petits points de leucoxène et accompagnés parfois d'une quantité variable d'analcime.

La biotite est très répandue dans les roches en question, mais elle n'est que rarement présente en quantité plus considérable. De règle elle accompagne les grains des oxydes de fer, en les pénétrant, ou en s'accolant sur eux en forme de petites paillettes. Elle s'attache aussi fréquemment aux faces prismatiques de l'augite. Dans les roches à facies lamprophyrique elle présente généralement de petites paillettes hexagonales, inégalement réparties en groupes dans le fond clair.

La biotite démontre le polychroïsme d'intensité normale: n_p — jaune-paille, $n_m = n_g$ — brune de cannelle ou brune foncée d'une teinte rougeâtre. Presque uniaxe, optiquement négative, bissectrice négative n_p perpendiculaire au clivage (001), plan

des axes optiques dans (010). Plusieurs roches mélanocrates à facies lamprophyrique contiennent les tablettes de biotite polychroïques en teints rouilleux, dont l'écartement des axes optiques dépasse parfois 10° . C'est alors une biotite très titanifère. Un autre type lamprophyrique des roches sub-beskidiques renferme la biotite assez abondante en forme de grandes tablettes épaisses, qui atteignent même 1 cm de diamètre. Leur présence dans la roche peut être facilement constatée même à l'oeil nu, grâce au fort éclat bronzé bien caractéristique. Ces tablettes enveloppent toujours poecilitiquement un grand nombre de petits prismes de l'apatite, de l'augite et de grains de la magnétite titanifère.

Dans les roches leucocrates et plus alcalines nous rencontrons souvent une variété verte de la biotite, très polychroïque (n_p — jaune paille un peu verdâtre, parfois presque incolore, $n_m \approx n_g$ — verte très foncée, ou brune-olive presque opaque). Quelquefois nous observons la variété brune au centre des paillettes, verdissante aux bords.

Plusieurs roches renferment dans la pâte vitreuse ou analcimique de très petites écailles de biotite brune-verdâtre en état des microlites. Parfois les prismes de l'augite sont couverts d'une couche de paillettes très délicates de biotite, toujours à leur contact avec le fond zéolitique. C'est probablement un produit de l'action chimique de la pâte alcaline et chargée d'eau en voie de refroidissement, sur les cristaux de l'augite antérieurement formés.

La biotite s'altère parfois en chlorite. D'ailleurs il faut remarquer qu'elle reste souvent intacte même dans les roches fortement décomposées.

L'olivine est souvent un constituant essentiel de certains types mélanocrates; dans les types mésocrates elle n'est qu'un élément accessoire, tandis que dans les types leucocrates elle disparaît complètement. En Moravie elle joue un rôle beaucoup plus important qu'en Silésie. Dans la plupart des roches elle est totalement transformée en plusieurs produits secondaires, qui forment habituellement les pseudomorphoses très nettes. Parmi ces produits nous pouvons citer la serpentine, souvent mélangée d'oxydes de fer, l'iddingsite, la calcite et le quartz. Grâce à la formation antérieure de l'olivine ses cristaux ou

pseudomorphoses possèdent les formes géométriques régulièrement développées (Pl. III fig. 3), ou bien en cas de résorption, plus ou moins arrondies.

Les oxydes de fer sont presque toujours présents en quantité considérable et parfois ils atteignent même 15% de volume de la roche entière. Ils sont en tous cas très riches en titane et par conséquent leur altération fournit beaucoup de leucoxène, d'un blanc laiteux opaque. Ils appartiennent aussi bien à la titanomagnétite qu'à l'ilménite, dont la distinction précise n'est pas toujours possible à défaut des formes géométriques. Les lambeaux squelettiformes sont spécialement caractéristiques pour l'ilménite, mais parfois aussi la magnétite titanifère peut présenter les squelettes bien caractéristiques en forme de treillis très délicat (Pl. IV fig. 2).

Les feldspaths jouent généralement le rôle le plus important dans les types grenus des roches sub-beskidiques. Nous y retrouvons aussi bien les feldspaths calco-sodiques que les feldspaths alcalins.

Les plagioclases présentent d'habitude la forme de tablettes plus ou moins aplaties suivant (010). Les tablettes sont toujours maclées suivant la loi de l'albite, les macles de Carlsbad et de péricline s'associent très souvent, celles de Baveno sont beaucoup plus rares. Elles sont fréquemment zonées: le centre alors est occupé par de l'andésine ou du labrador (45%—70% de l'anorthite), passant quelquefois au bytownite (jusqu'à 75% An.), quand les zones externes sont constituées par de l'andésine acide ou même par de l'oligoclase basique (40%—30% An.).

Les plagioclases s'altèrent facilement en donnant naissance à des produits très diverses. Dans les types diabasiques ils deviennent pulvérulents d'une couleur jaune-grisâtre ou brunâtre. Mais dans la plupart des cas ils subissent une analcimisation partielle ou totale. On les voit enfilés de très minces veinules de l'analcime, qui envahit la masse du cristal à partir de ses cassures et qui en se transmettant de proche en proche, arrive à gagner toute la masse. Les plagioclases plus acides sont souvent transformés en agrégats de zéolites fibreuses, surtout de natrolite. La zéolitisation est fréquemment accompagnée de la formation de calcite, de chlorite et parfois de prehnite.

Quelques roches leucocrates, très singulières, contiennent de l'albite comme l'élément essentiel. Généralement on peut bien constater qu'elle est d'origine primaire; dans certains types d'ailleurs nous observons aussi l'albite secondaire d'origine hydrothermale, caractérisée par la limpidité parfaite, l'irrégularité de ses formes et de ses macles d'albite, enfin par son rôle dans les roches, où elle est disséminée dans la pâte profondément altérée, qui est formée de la calcite, de la chlorite et de plusieurs produits zéolitiques.

Le feldspath alcalin est un élément très fréquent dans les différents types des roches et il devient le plus important dans les types leucocrates. S'il accompagne le plagioclase il l'entoure toujours d'une mince bordure parallèlement orientée. S'il est plus abondant, ou s'il n'est pas accompagné du plagioclase, il forme des tablettes petites et fortement aplaties suivant (010), qui se groupent fréquemment d'une manière diverse en formant des amas divergents, radiaires ou en éventail.

Le feldspath alcalin est caractérisé par des propriétés optiques suivantes: Les indices de réfraction petits: n_p — sensiblement inférieur à l'indice de réfraction du baume de Canada, n_g — très peu inférieur (déterminés par O. Pacak $n_p = 1.524$, $n_g = 1.529$). La biréfringence faible ($n_g - n_p = 0.0054$, déterminée par l'auteur à l'aide du compensateur de Babinet). Le signe optique négatif, $2V = 32^\circ - 39^\circ$, le plan des axes optiques perpendiculaire à (010), la dispersion des axes à peine perceptible en lame mince ($\rho > v$). L'extinction dans la zone de symétrie est droite, dans le plan (010) n_p fait avec la trace de clivage suivant P (001) un angle qui oscille dans divers gisements entre 2° et 12° . Les macles de Carlsbad sont très fréquentes, celles d'albite et de péricline manquent toujours complètement.

Les propriétés optiques sont alors celles d'un feldspath monocline, c'est à dire de l'orthose, qui en cas d'une limpidité parfaite donne souvent l'apparence de la sanidine. Ses indices de réfraction sont d'ailleurs un peu plus élevés que ceux d'orthose normale, aussi bien que l'angle d'extinction dans (010), qui habituellement oscille autour de 9° . Nous pouvons conclure que le feldspath alcalin des roches sub-beskidiques contient une quantité remarquable de soude. O. Pacak ayant constaté

la soude par voie microchimique a choisi le nom d'anorthose pour définir ce feldspath.

Il est bien connu qu'en absence des macles d'albite la distinction entre l'orthose et l'anorthose ne peut être établie au microscope. A cause d'une très constante apparence monocline des feldspaths alcalins des roches en question nous trouvons le terme l'orthose sodique beaucoup plus justifié, d'autant plus, que toutes les roches qui au microscope démontrent une abondance de cet élément, présentent dans leurs analyses chimiques une teneur en potasse plus élevée (Voir pag. 779 Tab. II an. No. 4, 8, 11, 13).

Dans une roche leucocrate de Punców l'orthose présente un très petit angle d'extinction dans le plan (010) ($x:n_p = 1^0-3^0$). C'est probablement la cause de sa teneur en *Ba O*, qui est mise en évidence par l'analyse chimique de cette roche ($Ba O = 0.38\%$).

Les feldspaths alcalins ne s'altèrent pas si facilement que les plagioclases. Fréquemment nous observons les tablettes de plagioclase bordées de l'orthose sodique; le centre occupé par le plagioclase est souvent totalement transformé en analcime, tandis que le chassis d'orthose reste intact. Ordinairement on voit l'orthose devenir pulvérulente et tombée en poussière grisâtre ou brunâtre. La transformation en analcime, parfois accompagnée de la natrolite ou d'autres produits zéolitiques, est beaucoup plus rare.

La néphéline est moins répandue dans les roches subeskidiques et elle ne joue un rôle important que dans quelques types méso-et leucocrates. Il n'était pas possible jusqu'à présent de la trouver intacte en Silésie; elle y est toujours complètement transformée en masses fibreuses ou fibrolamellaires qui remplissent des pseudomorphoses plus ou moins automorphes, dont les sections rectangulaires ou hexagonales se détachent généralement bien du fond des autres minéraux clairs. Dans les roches plus profondément altérées les pseudomorphoses de la néphéline se confondent avec la trouble pâte zéolitique pour y disparaître enfin complètement. La natrolite est le minéral le plus important de produits de décomposition de la néphéline, mais elle est souvent mélangée d'autres substances fibreuses ou lamellaires, dont la nature n'a pu être établie au microscope d'une façon définitive. Dans quelques échantillons de

Moravie O. Pacak a trouvé la hydronéphéline et la thomsonite présentes en petite quantité dans les pseudomorphoses de la néphéline. Il est à remarquer en outre que l'analcime, si fréquente dans les roches sub-beskidiques, ne fut jamais constatée parmi les produits de l'altération de la néphéline.

Les zéolites sont les composants spécialement caractéristiques pour tous les types des roches en question. Surtout deux espèces de ce groupe de minéraux possèdent une importance générale, c'est l'analcime et la natrolite.

L'analcime joue un rôle très varié dans les roches sub-beskidiques. Dans certains types grenus elle remplit des interstices parmi les autres minéraux d'une façon comparable à celle du quartz dans plusieurs granites ou diorites quartziques. Incolore et parfaitement limpide en plaque mince quand elle est pure, elle devient généralement pulvérulente, grisâtre et peu transparente quand elle est chargée de très denses inclusions et impuretés, et aussi quand elle a subi une deshydratation partielle. Elle ne présente que rarement des clivages distincts. Elle est complètement isotrope, ou bien elle démontre une faible biréfringence comparable à celle de la leucite, avec un groupement de lamelles très délicates à angle droit. Nous considérons cette analcime interstitielle comme un élément primaire, qui s'est formé à la fin de la consolidation de la roche des restes du magma alcalin riche en eau, dans une température fortement abaissée.

Dans la plupart des roches silésiennes à facies lamprophyrique les éléments colorés sont plongés dans une pâte trouble jaunâtre ou grisâtre, riche en microlites qui donne l'apparence d'un verre partiellement transformé. Ce type des roches appartient au groupe des monchiquites. Du temps de Pirsson on admet, que cette pâte vitreuse est essentiellement constituée d'une substance isotrope, dont la composition chimique est rapprochée de celle de l'analcime.

Dans cette pâte trouble paraissent souvent les taches irrégulières de l'analcime limpide et complètement incolore, qui contient habituellement des inclusions de divers minéraux comme l'augite, la biotite, la hornblende, l'apatite etc. (Pl. V fig. 6). Ces taches à partir des dimensions microscopiques peuvent

atteindre même plusieurs millimètres de diamètre et elles sont alors bien visibles à l'oeil nu au milieu d'un fond noirâtre, grâce à leur couleur blanche ou rougeâtre et leur éclat vitreux (Pl. II fig. 2).

Les taches de l'analcime ne peuvent être considérées comme les produits de remplissage des vacuoles parce que: 1^o). Les limites entre elles et la pâte microlitique sont complètement irrégulières; 2^o). Elles contiennent de nombreuses inclusions et des cristaux des minéraux ferromagnésiens, d'origine incontestablement primaire; 3^o). Les microlites de la pâte ne s'arrangent jamais parallèlement aux bords des taches analcimiques. L'explication de la formation de ces taches n'est pas facile. Il nous semble le plus probable qu'elles occupent les parties de la pâte microlitique localement purifiées et formées dans la dernière période de consolidation de la roche.

A côté de l'analcime présente dans les différentes formes précédemment décrites, nous observons très souvent l'analcime secondaire, dont la formation résulte de la métasomatose hydrothermale des feldspaths. Ce sont surtout les feldspaths calcosodiques qui sont presque toujours coupés de veinules délicates d'analcime, ou qui sont même entièrement transformés en ce minéral. Le même genre de transformation hydrothermale peut toucher aussi les feldspaths alcalins sans avoir d'ailleurs une importance universelle.

La natrolite est caractérisée par les indices de réfraction très petits ($n_g = 1.49$, $n_p = 1.47 - 1.48$), la biréfringence modérée ($n_g - n_p \cong 0.012$) et le signe optique positif. Elle forme des agrégats parallèlement fibreux à l'allongement positif et à l'extinction droite des fibres. Généralement nous l'observons comme produit de transformation de la néphéline, souvent aussi des feldspaths. Parfois elle forme une pâte fibreuse qui englobe les petites lamelles enchevêtrées des feldspaths alcalins. Il est possible que dans un tel cas elle s'est formée au lieu de la néphéline comme le dernier produit de consolidation dans une température relativement très basse, c'est à dire dans la période hydrothermale. La formation de la natrolite en voie de refroidissement de la roche peut être expliquée par la haute teneur en eau des restes du magma alcalin. Il nous manque d'ailleurs

des preuves incontestables de la formation primaire de la natrolite ainsi comprise.

O. Pacak a prouvé l'existence d'autres zéolites dans les roches de Moravie p. ex. de la thomsonite, de la hydronéphélite, de l'apophyllite et de la phillipsite. Les roches de Silésie contiennent aussi ces zéolites, mais leur définition stricte au microscope est extrêmement difficile ou même impossible à cause de leur développement toujours très hétérogène et indistinct. C'est pourquoi ce problème n'a pas été touché dans cette étude purement lithologique.

Les éléments accessoires. Parmi ces minéraux l'apatite est toujours la plus importante. Elle présente toujours les formes très caractéristiques des prismes ou des aiguilles hexagonales généralement très allongées suivant l'axe vertical. Leurs dimensions fréquemment microlitiques peuvent atteindre plusieurs millimètres de longueur. Elle forme habituellement des inclusions dans les cristaux de l'augite, de la hornblende, de la biotite, parfois même dans les oxydes de fer; mais particulièrement elle s'accumule dans les minéraux clairs et surtout dans la pâte zéolitique. La quantité d'apatite est parfois très grande et elle atteint même 10% de volume de la roche dans certains gisements. L'apatite est très facile à reconnaître au microscope grâce à sa réfringence assez élevée, sa biréfringence faible et son caractère optique uniaxe à signe négatif. Dans certaines roches ses prismes assez volumineux présentent une sorte de structure zonée. Leur centre alors est gris, trouble et chargé d'inclusions très denses et délicates, tandis que la bordure plus ou moins mince est parfaitement limpide (Pl. III fig. 6). L'apatite résiste très bien aux facteurs de la métasomatose. Fréquemment dans les roches les plus altérées elle est restée seule complètement intacte.

Le sphène est aussi un élément accessoire très répandu et fréquent, spécialement dans les roches leucocrates. Il forme de petits cristaux généralement très nets dont les sections ont des formes de losanges et de parallélogrammes très aigus. Il est caractérisé par les hauts indices de réfraction et par sa biréfringence très forte; optiquement biaxe et positif, il présente une dispersion des axes optiques extrêmement forte ($\rho > \nu$). En lame mince il est presque incolore ou faiblement coloré en

teinte jaunâtre ou grisâtre, d'un polychroïsme à peine perceptible.

La pyrite n'est qu'un élément très peu important. Elle forme de très petits grains irréguliers ou bien des cubes assez nets, inégalement répartis dans la pâte zéolitique. Par ci par là elle accompagne aussi l'analcime et la calcite dans les taches précédemment décrites. On peut supposer qu'elle s'est formée dans une période de consolidation assez tardive, peut-être même hydrothermale. Elle est souvent à sa surface oxydée en hématite. Dans quelques termes mélanocrates de la série des roches sub-beskidiqnes Pacak a prouvé aussi l'existence de la pérowskite et de la chromite.

Les minéraux secondaires. Dans les roches riches en olivine les produits d'altération de ce constituant peuvent jouer un rôle plus ou moins important. La serpentine faiblement colorée et faiblement biréfringente forme des agrégats fibreux ou lammelleux qui, mélangés d'oxydes de fer, remplissent les pseudomorphoses d'olivine. Dans les roches moins riches en olivine nous rencontrons l'iddingsite qui remplace celle-ci à l'état de pseudomorphoses lamelleuses, d'une orientation optique assez homogène. Elle est généralement verte, remarquablement polychroïque (n_p — verte jaunâtre, n_g — verte foncée) et d'une forte biréfringence. L'angle des axes optiques très petit, la bissectrice aiguë négative perpendiculaire au plan du clivage lamelleux (001). Elle devient parfois brune-rouge et très polychroïque quand elle est oxydée.

Les minéraux du groupe des chlorites sont encore plus répandus. Ils remplissent fréquemment en forme d'agrégats écailleux les pseudomorphoses d'augite ou d'autres minéraux colorés. Souvent ils pénètrent les plagioclases selon leurs plans de clivage en forme de minces paillettes vertes, ou ils s'interposent entre les fibres de la natrolite dans les pseudomorphoses néphéliniques. Les paillettes de chlorite très délicates sont souvent aussi disséminées dans la pâte zéolitique et en s'épaississant localement elles deviennent parfois la cause de sa coloration verte-sale. La substance chloriteuse forme souvent aussi dans les types diabasiques une sorte de mésostase qui remplit des interstices entre les tablettes de plagioclase. O. Pacak admet qu'elle appartient en partie plutôt à la céladonite. Elle

résulte probablement de la transformation hydrothermale d'un verre interstitiel, mais il ne peut être exclu qu'elle pu se former aussi directement des restes du magma chargé d'eau à la fin de la consolidation de la roche.

Nous citons aussi la prehnite assez répandue dans certains types des roches. Elle s'est formée aux dépens des plagioclases dans la période hydrothermale de consolidation, parce qu'elle épigénise des feldspaths et remplit les interstices à côté de diverses zéolites. Dans quelques veinules qui traversent certaines roches moraviennes O. Pacak a signalé aussi l'existence de la pectolite.

Nous devons mentionner aussi la leucoxène qui enveloppe souvent les grains des oxydes de fer et qui pointille les pseudomorphoses de l'augite et de la hornblende. Il faut encore signaler la présence du quartz qui prend part au remplissage des pseudomorphoses oliviniques en forme d'agrégats microgrenus.

La calcite joue un rôle important et très varié dans la plupart des roches sub-beskidiques ; O. Pacak a signalé aussi la dolomite et l'ankérite dans certains gisements. La question de la provenance et de la genèse de la calcite est très intéressante, mais en même temps assez compliquée. Généralement nous observons ce minéral comme un produit certainement secondaire. Accompagné ou non de la serpentine et du quartz il remplit très souvent les pseudomorphoses de l'olivine et plus rarement il s'associe aux produits d'altération de l'augite et de la hornblende. Fréquemment il pénètre les centres des plagioclases, ou il est disséminé abondamment dans la pâte zéolitique. Exceptionnellement et seulement dans les parties près du contact il remplit des vésicules arrondies, tapissées d'une couche très mince d'une chlorite sphérolitique ou fibreuse (Pl. III fig. 4).

La calcite, ordinairement associée à l'analcime, forme dans le fond microlitique les taches irrégulières d'un diamètre variable. Parfois on y peut constater que la formation de l'analcime a précédé celle de la calcite, la première étant sensiblement automorphe (Pl. VI fig. 1). Dans les roches grenues il arrive quelquefois que la calcite, souvent accompagnée de l'analcime, établit un fond interstitiel qui moule les tablettes ou les microlites du feldspath alcalin. Elle contient parfois des inclu-

sions et des microlites du sphène, de la biotite, de l'orthose etc. : elle donne alors l'apparence d'un élément qui achève la consolidation de la roche.

Nous supposons que la calcite s'est formée de chaudes solutions aqueuses, qui sont restées après la cristallisation complète de tous les éléments purement magmatiques. Ces solutions se sont chargées de carbonate de chaux par l'échange des composants avec les sédiments marneux entourants les intrusions et elles ont impregné, avec ce constituant, toute la masse de celles ci. Nous sommes alors forcés d'admettre, que la consolidation des intrusions sub-beskidiques, grâce à sa haute teneur en eau, s'est prolongée à des températures relativement très basses, c'est à dire jusqu'à la période hydrothermale.

Structure.

Les roches sub-beskidiques sont extrêmement variables au point de vue de la structure. Cette variabilité résulte de la composition chimique du magma et des conditions physico-chimiques de consolidation, qui changent énormément d'une place à l'autre. Une telle variabilité de structure est d'ailleurs tout à fait normale dans les roches filoniennes et hypabyssales, auxquelles appartiennent toutes les formes sub-beskidiques qui viennent d'être décrites.

La structure grenue panidiomorphe, si caractéristique pour les roches de filons à facies lamprophyrique, est très répandue dans notre région. Les cristaux automorphes des minéraux colorés, accompagnés souvent des tablettes feldspathiques en quantité beaucoup plus petite, sont moulés par de l'analcime, généralement pleine d'impuretés, d'inclusions etc. Parfois l'analcime, est accompagnée ou même remplacée partiellement par de la calcite et des zéolites fibreuses. Les cristaux des minéraux ferromagnésiens sont presque toujours d'une taille beaucoup plus grande que ceux des feldspaths, ce qui entraîne un aspect porphyroïde de la roche plus ou moins accentué.

Plusieurs roches grenues renferment de grandes tablettes nombreuses de feldspath, qui atteignent ou surpassent même les dimensions des cristaux des minéraux colorés ; l'analcime s'y trouve en quantité réduite aux interstices d'autres éléments.

Par conséquent les feldspaths deviennent peu automorphes et la structure passe au type grenu hipidiomorphe.

Beaucoup plus rarement les cristaux de l'augite ont des formes moins régulières et ils enveloppent parfois les tablettes des plagioclases (Pl. IV. fig. 1). La structure s'incline alors vers le type ophitique, sans l'atteindre complètement. Les types de structure pareille contiennent d'ailleurs généralement une quantité variable d'une mésostase chloriteuse ou analcimique qui remplit des interstices triangulaires entre les tablettes de feldspath, la structure étant alors plutôt intersertale qu'ophitique. C'est la caractéristique de ce que nous appelons facies diabasique¹⁾.

Dans plusieurs roches leucocrates les tablettes aplaties du feldspath alcalin, accompagnées des pseudomorphoses néphéliniques et moulées d'analcime ou d'autres zéolites, s'arrangent d'une façon comparable à la structure foyaitique²⁾.

Ce n'est que dans un seul cas (Pastwiska, p. 814) que nous avons observé une pâte claire microgrenue panxénomorphe (aplitique), moulant les cristaux automorphes des éléments colorés. Cette pâte claire est constituée par de l'orthose sodique et de la néphéline, transformée en natrolite. Ces deux minéraux s'enchevêtrent çà et là d'une façon granophyrique.

La structure poecilitique est très fréquente et spécialement caractéristique pour les roches riches en olivine. Les gros prismes raccourcis de la hornblende et les grandes lames de la biotite enveloppent poecilitiquement les grains de l'olivine; il est de même pour certains types lamprophyriques, où ces minéraux englobent un grand nombre de prismes de l'augite, les baguettes de l'apatite et les grains des oxydes de fer (Pl. III. fig. 6, Pl. IV. fig. 5). Nous observons aussi souvent dans les roches aphanitiques, que les petits cristaux automorphes des éléments colorés sont moulés poecilitiquement par les plages irrégulières de feldspath.

Les filons plus minces, ou les parties des intrusions épaisses plus proches au contact sont constitués par les roches noires,

¹⁾ A. Lacroix. Minéralogie de Madagascar II. p. 400.

²⁾ W. C. Brögger. Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes III. Das Ganggefölge des Laurdalits.

très compactes et très uniformes à l'oeil nu. L'examen microscopique permet de distinguer les cristaux automorphes des minéraux ferromagnésiens, plongés dans une pâte jaune-grisâtre peu transparente d'un aspect vitreux. Cette pâte très hétérogène est ordinairement chargée de microlites très nombreuses de biotite, de hornblende, d'apatite, de feldspaths et d'autres substances indéterminables. Elle est presque isotrope ou cryptocristalline et pourvue d'une faible biréfringence: elle donne alors l'apparence d'un verre partiellement ou totalement dévitrifié, soit altéré. Elle passe souvent çà et là aux plages incolores et limpides d'analcime et il est bien probable qu'elle contient beaucoup d'analcime elle même.

La structure porphyrique n'est pas rare dans les roches sub-beskidiques. Les phénocristaux automorphes d'olivine, de hornblende, d'augite ou de biotite présentent la première génération, la seconde est formée par les petits prismes, les aiguilles et les paillettes de ces minéraux, généralement en dimensions microlitiques disséminés dans le pâte. Mais le plus souvent nous rencontrons la structure plutôt porphyroïde que porphyrique, les deux générations étant tout à fait indistinctes, grâce à toutes sortes de passages entre les phénocristaux et les microlites au point de vue de forme et de grandeur.

Tous les types de structure mentionnés sont doués d'une extrême variabilité et de la facilité, avec laquelle ils passent les uns aux autres, même au sein d'une seule intrusion. Il est bien compréhensible que dans les intrusions plus volumineuses les parties centrales possèdent la structure holocristalline à grain gros, tandis que leurs bords sont microcristallins, porphyriques ou aphanitiques, et ils démontrent généralement au microscope le développement sémicristallin de la pâte. Les parties grenues présentent soit les cristaux isométriques des minéraux colorés, soit les prismes de hornblende fortement allongés en forme de baguettes qui atteignent même 5—8 *cm* de longueur.

Les relations entre les différents constituants changent aussi continuellement au point de vue quantitatif. Les traînées, les veines et les taches irrégulières, leucocrates ou mélanocrates, d'un grain alternativement plus fin et plus gros, sont aussi très caractéristiques pour la plupart des intrusions sub-beskidiques.

Cette variabilité peut se manifester même dans une seule préparation microscopique (Pl. IV. fig. 6).

Une telle hétérogénéité résulte d'une grande fluidité et mobilité de magma pendant sa cristallisation. Nous avons des preuves que le magma sub-beskidique était souvent en mouvement même après la formation complète des éléments colorés. Nous observons alors souvent, spécialement dans les traînées et les taches leucocrates, que les prismes de l'augite et les baguettes de hornblende automorphes sont fortement brisés et que leurs fragments successivement corrodés se trouvent disséminés parmi les minéraux clairs.

La texture des roches sub-beskidiques est généralement tout à fait compacte. Les types finement grenus ou porphyriques qui occupent les bords des intrusions plus grandes, ou ceux qui forment de petits filons indépendants, démontrent souvent les petites taches blanches ou rougeâtres, bien visibles à l'œil nu, qui sont constituées par de l'analcime, accompagnée parfois de la calcite (Pl. II. fig. 2). Ces taches, que nous avons décrites dans le chapitre précédent ne peuvent être considérées comme les produits de remplissage des vacuoles ou des vésicules gazeuses.

La texture franchement vésiculaire ou amygdaloïde n'apparaît que tout à fait exceptionnellement. Dans toute la région étudiée par l'auteur nous ne pouvons citer que deux localités, Grodziec et Marklowice, où se trouve réalisé ce type de texture. A Grodziec nous avons rencontré une intrusion de quelques mètres d'épaisseur qui est chargée dans les parties plus proches du contact de petites taches blanches et arrondies de calcite. Au microscope nous pouvons constater que la roche est profondément altérée et imprégnée de calcite, tous les minéraux colorés étant totalement transformés en chlorite ponctuée de leucoxène. Les amygdales généralement arrondies sont occupées par de la calcite pure, limpide et largement cristallisée, bordée d'une couche très mince d'une substance chloriteuse sphérolitique (Pl. III, fig. 4). A mesure que nous nous approchons du contact la roche devient de plus en plus finement cristallisée et finalement, à quelques centimètres du bord de l'intrusion, elle présente au microscope l'aspect d'une masse vitreuse, olive noire, presque opaque, qui englobe les nombreuses

pseudomorphoses des cristaux automorphes d'olivine et d'augite (Pl. III. fig. 5). En même temps les amygdales deviennent plus nombreuses mais plus petites et généralement allongées d'une façon fluidale.

Mode de consolidation.

L'examen microscopique de différents échantillons des roches sub-beskidiques fournit plusieurs indications, qui peuvent servir à révéler l'histoire de la consolidation des intrusions. Nous allons tenter d'éclaircir cette question.

Pareillement à la plupart des roches éruptives en général la consolidation des intrusions sub-beskidiques commence généralement par la cristallisation des minéraux accessoires comme l'apatite et les minerais, ensuite de l'olivine. Celle-ci était fréquemment résorbée partiellement ou totalement, la preuve en est dans la forme de ses grains arrondis à cause d'une refonte plus ou moins accentuée.

Le stade suivant de consolidation est établi par la formation de l'augite et de la hornblende, dont les relations mutuelles changent fréquemment. D'habitude l'augite est antécédante et par conséquent enveloppée par la hornblende parallèlement orientée ou poecilitique. Mais parfois ces deux éléments semblent se cristalliser en même temps, l'un à côté de l'autre. On peut d'ailleurs constater presque toujours que la cristallisation de la hornblende s'est finie plus tard que celle de l'augite. Dans une seule roche de Boguszowice on observe que les baguettes de la hornblende ont subi une résorption partielle ou totale et qu'elles se sont transformées en augite basaltique parallèlement orientée et piquetée de magnétite titanifère (Pl. V. fig. 4).

La biotite est toujours postérieure à tous les autres éléments colorés; elle s'accole en forme de petites paillettes aux faces des prismes augitiques, ou en cas de plus grande quantité elle forme des tablettes plus larges, qui enveloppent poecilitiquement les minéraux précédemment cristallisés.

Le plus souvent ce n'est qu'après la formation presque complète de minéraux ferromagnésiens que la consolidation des éléments clairs vient à son tour. Elle commence par la cristallisation des plagioclases plus ou moins aplatis. Habituel-

lement l'abaissement de la température était assez rapide pour rendre possible le développement de la structure zonée. Seulement dans les types diabasiques, moins répandus, la formation du plagioclase a précédé partiellement ou accompagné celle de l'augite ¹⁾.

La cristallisation du plagioclase est suivie toujours par celle du feldspath alcalin, c'est à dire de l'orthose sodique. Elle borde surtout les tablettes préexistantes du feldspath calcosodique et au cas de sa plus grande abondance elle vient ensuite à former des tablettes indépendantes.

Dans plusieurs intrusions la formation de la néphéline devient possible grâce au déficit de silice plus accentué. La cristallisation de ce minéral en courts prismes hexagonaux semble précéder presque toujours celle du feldspath alcalin.

Le magma qui pénétrait les sédiments du Flysch était chargé de composants volatiles et surtout d'eau. Nous en avons des preuves dans la facilité extrême dont il forme de très petites injections, et aussi dans la faculté de cristallisation très prononcée, qui résultent d'une fluidité très grande. Même dans les filons assez minces qui ne surpassent pas quelques mètres d'épaisseur et dont le refroidissement était certainement assez rapide, les cristaux de l'augite et de la hornblende atteignent des dimensions remarquables. Cette „humidité“ du magma subbeskidique, qui facilite et prolonge la cristallisation même aux températures extraordinairement basses, donne une allure toute spéciale à la structure et la composition minéralogique des roches en question.

La période de cristallisation des minéraux clairs n'a pas toujours suivi immédiatement celle des minéraux colorés. En examinant plusieurs échantillons on a souvent l'impression, que ces deux stades de consolidation de la roche sont séparés d'une interruption, dont la durée dépend plutôt des conditions locales que de la composition primitive du magma. Il faudrait placer dans cet intervalle les différents phénomènes de corrosion et de résorption. Citons ici la résorption de l'augite ou de la hornblende par la pâte alcaline riche en eau, dont le résultat se manifeste par la formation de l'augite aegyrienne et de

¹⁾ N. L. Bowen. The evolution of the igneous rocks 1928 p. 67—69.

l'aegyrine, qui bordent les prismes de ces minéraux, ou qui sont inégalement distribués dans le fond clair en forme de petits grains et d'aiguilles délicates. Parfois les réactions semblables donnent naissance aux écailles de biotite qui frangent les cristaux de l'augite. La corrosion des minéraux colorés titanifères entraîne souvent aussi la formation du sphène, qui est toujours postérieur à tous les éléments ferromagnésiens. Cette hypothèse est autant plus vraisemblable, que le sphène n'est présent en quantité notable que dans les roches surtout leucocrates, qui renferment l'augite titanifère et la hornblende brune fortement résorbées en augite aegyrinique.

Le liquide clair riche en eau et en alcalis, qui englobait les minéraux colorés dans cette phase de consolidation, a pu sortir sous une pression extérieure dans le sens de „squeezing out“ de Harker. La pâte leucocrate sortie de telle façon a pu former des traînées et des veines dans l'intrusion mère ou dans ces environs. Les veines leucocrates ainsi formées renferment toujours les cristaux de l'augite et de la hornblende cassés, brisés et ensuite résorbés partiellement en augite aegyrinique, accompagnée du sphène plus ou moins abondant.

Quelques roches leucocrates démontrent, que les phénomènes de résorption précédemment décrits se sont passés après la cristallisation de grandes lames du plagioclase, mais avant celle de tous les autres minéraux clairs. La preuve en est que les minéraux colorés inclus dans le plagioclase ne sont pas résorbés et que les inclusions d'aegyrine et de sphène n'existent que dans les autres éléments incolores.

A mesure de l'avancement de la cristallisation du magma sub-beskidique, l'eau s'accumulait dans les portions liquides. Les restes du magma après la cristallisation du feldspath alcalin étaient probablement tellement riches en eau, qu'ils se trouvaient à la limite d'un magma et d'une solution aqueuse. Ce liquide, remplissant les intervalles interstitiels entre les cristaux déjà développés, riche en alumosilicates alcalins (surtout sodiques) mais pauvre en silice, s'est solidifié en analcime. Il est bien compréhensible que la température de cristallisation de l'analcime était assez basse (probablement 500°—200°) et

que cette période finale de consolidation se trouvait aux portes de la période hydrothermale du développement des roches éruptives. Néanmoins l'analcime née d'une telle manière doit être considérée comme un élément incontestablement primaire.

A cause des conditions défavorables de consolidation il arrive souvent que les minéraux clairs n'ont pu se cristalliser séparément l'un après l'autre et qu'ils se sont solidifiés tous ensemble en forme de pâte vitreuse riche en eau. Le plus souvent cette pâte renferme, à côté des microlites des éléments colorés, des bandelettes microlitiques de feldspath comme des germes d'une cristallisation empêchée. Parfois les tablettes du plagioclase ont pu cependant se former, mais tout le reste alcalin s'est consolidé à l'état vitreux. Dans la période hydrothermale ce verre a subi habituellement une dévitrification et une transformation en une masse cryptocristalline d'agrégats zéolitiques.

La solidification d'analcime peut se produire immédiatement après la formation des feldspaths, qui restent alors complètement intactes. Mais généralement les portions liquides alcalines, aqueuses et pauvres en silice, plus abondamment accumulées, restaient plus longtemps en contact avec les feldspaths et par conséquent elles pouvaient réagir sur eux. Ainsi nous pouvons expliquer le phénomène très fréquent et presque normal pour la plupart des roches sub-beskidiques grenues, que les feldspaths et surtout les plagioclases sont partiellement ou même totalement substitués par l'analcime et des agrégats zéolitiques cryptocristallins. Semblablement la néphéline s'est pseudomorphisée en natrolite, parfois accompagnée de l'hydronéphéline et de la thomsonite. La formation des agrégats chloriteux à la surface des prismes augitiques et la chloritisation parfois très prononcée de tous les éléments ferromagnésiens semble appartenir en partie au même genre de transformation. Nous pouvons ranger tous les produits secondaires ainsi formés dans le groupe de „minéraux paulopost“ dans le sens d'Evans.¹⁾

La température dans laquelle se sont passées les transformations mentionnées était probablement souvent inférieure

¹⁾ A. Holmes. Petrographic methods and calculations 1921 p. 299.

à 200° et la richesse en eau était si grande, que nous sommes forcés de les ranger dans la période purement hydrothermale. Puisque alors ces transformations s'effectuaient surtout sous l'influence des solutions aqueuses qui émanaient du magma lui même, nous les définissons comme une *autométagénèse hydrothermale*. Il faut d'ailleurs souligner que la délimitation précise entre les stades finales magmatiques et la période hydrothermale ne peut être établie. La cause en est en l'abondance d'eau dans le magma, ce qui entraîne le prolongement de la cristallisation des minéraux primaires aux températures extraordinairement basses.

Nous avons exprimé cette supposition que la haute teneur en eau était une caractéristique du magma primitif. Il est cependant possible et même probable dans certains cas, que les sédiments humides, argileux ou marneux, pénétrés par le magma sub-beskidique, ont encore augmenté sa teneur en eau et qu'ils ont facilité de divers procès de l'hydratation thermique dans les stades finales de consolidation.

Quelque soit la provenance de l'eau dans les intrusions sub-beskidiques, il est bien sûr qu'elles étaient imprégnées de chaudes solutions vers la fin de leur solidification. Ces solutions circulaient non seulement dans les intrusions elles mêmes, mais aussi dans leur enveloppe sédimentaire. Par échange des composants avec des schistes marneux, elles se sont chargées de carbonate de chaux et elles ont distribué cet élément dans toute la masse des intrusions. Cette invasion de $CaCO_3$ pouvait se produire vers la fin de la période magmatique et au commencement de la période hydrothermale, et c'est pourquoi la calcite accompagne si souvent l'analcime et les autres zéolites dans le remplissage des interstices et pourquoi elle donne si souvent l'apparence d'un minéral primaire.

L'infiltration du carbonate de chaux, dissout dans les chaudes solutions alcalines, a réagi fortement surtout sur les minéraux ferro-magnésiens. L'olivine s'est altérée le plus facilement. L'augite et la hornblende se sont souvent transformées partiellement ou totalement en un mélange de la calcite, de la chlorite et de la leucoxène. D'une telle façon nous pourrions inter-

préter la formation des palackites, c'est à dire des diabases carbonatisés si fréquents dans la région sub-beskidique.

Nous ne trouvons pas alors qu'il soit nécessaire pour expliquer la genèse de la calcite et des zéolites, d'admettre une assimilation des sédiments calcaires par le magma pénétrant les schistes crétacés. A ce point de vue nous ne sommes pas d'accord avec M. Pacak qui, en admettant une assimilation magmatique, tente d'éclaircir non seulement les différentes particularités de la composition minéralogique, mais aussi le mode de différenciation des roches sub-beskidiques. Au contraire, il nous semble, qu'une assimilation proprement dite, c'est à dire une digestion des sédiments crétacés par les masses fondues, n'a pu avoir place dans les intrusions qui nous occupent. Leur température peu élevée, leurs petites dimensions et par conséquent une provision de chaleur très modeste, rendent d'avance l'assimilation purement magmatique très peu vraisemblable. De plus, dans toute la région examinée par l'auteur on n'a pas pu retrouver des phénomènes de contact tels, qu'ils nous forcent à croire à une véritable assimilation. Nous trouvons alors complètement justifiées les remarques et les objections de M. Ulrich¹⁾ par rapport à ce sujet.

Composition chimique.

Les propriétés chimiques des roches sub-beskidiques sont données par le nombre assez considérable de leurs analyses. Malheureusement parmi 27 analyses publiées jusqu'à présent 14 d'entre elles sont incomplètes, incertaines, ou surannées et par conséquent elles ne présentent pas une véritable valeur pour nos investigations (Tabl. I.). Ce n'est alors que le reste, 13 analyses plus récentes d'une exactitude irréprochable, qui puissent nous servir dans nos recherches (Tabl. II.). La légende de ce tableau fait voir, que 8 analyses des roches moraviennes ont été exécutées par M. Vesely et publiées par M. Pacak, et que le reste accompli par l'auteur se rapporte aux roches de Silésie.

¹⁾ F. Ulrich. Problém karbonátosilikátových vyvřelin a jejich genese (zvlastni otisk ze sborníku přírodovědeckého 1928 V. p. 8—10).

Tab. I.

	a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l	m	n
<i>SiO₂</i>	38-72	38-9	39-05	39-20	39-75	40-65	40-79	41-35	42-15	44-39	44-65	47-41	47-62	48-18
<i>Al₂O₃</i>	10-19	10-3	13-95	15-52	14-40	12-85	10-41	13-90	18-75	16-83	15-77	18-65	23-91	11-80
<i>Fe₂O₃</i>	6-30	4-9	8-16	8-80	7-53	4-88	3-52	8-24	4-94	6-69	—	—	4-91	9-79
<i>FeO</i>	6-14	7-0	6-25	5-03	8-57	8-30	6-39	7-13	7-30	4-60	11-65	10-21	—	5-90
<i>MgO</i>	18-53	23-6	8-89	6-49	6-17	18-05	23-34	8-73	3-74	3-59	6-52	5-06	4-74	6-05
<i>CaO</i>	10-37	6-0	14-02	14-45	12-65	8-05	8-48	11-65	9-75	9-28	13-70	7-17	7-39	7-50
<i>Na₂O</i>	1-50	1-3	0-55	2-04	0-81	1-33	1-71	0-15	3-34	3-80	3-59	4-90	3-80	3-46
<i>K₂O</i>	1-57	0-8	0-89	1-11	0-28	0-91	0-71	0-16	2-07	3-89	0-82	2-06	2-25	1-57
<i>H₂O</i>	3-96	4-5	2-95	3-70	2-15	2-70	4-04	5-35	4-35	3-76	3-18	5-05	4-57	3-20
<i>CO₂</i>	2-93	1-8	5-10	2-80	6-50	2-30	trace	2-70	3-10	—	—	—	—	0-71
<i>P₂O₅</i>	—	—	0-55	1-18	0-71	0-64	—	0-22	0-58	1-25	—	—	—	0-49
<i>F</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0-38	—	—	—	—
	100-27	99-1	100-36	100-37	99-57	100-71	99-39	99-64	100-07	98-46	99-88	100-52	99-19	98-65

- a)* Kriegshübel an. F. E. Szameit (1866)
b) Żilina an. G. Tschermak (1866)
c) Zamrsk an. C. F. Eichleiter (1896)
d) Jasenice " " (1896)
e) Mtenovice " " (1896)
f) Žilina " " (1896)
g) Hončova Hůrka (Přibor) . an. P. Juhasz (1866)
h) Stranik an C. F. Eichleiter (1896)
i) Holečky (Bludovice) " " (1896)
j) Boguszowice (Cieszyn) . . an. P. Juhasz (1866)
k) " " (Cieszyn) . . . an. Al. Fellner (1867)
l) " " (Cieszyn) . . . " " (1867)
m) " " (Cieszyn) . . . an. J. Morozewicz (1890)
n) " " (Cieszyn) . . . an. A. Siegmund (1866)

Tab. II.

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	39.38	39.78	40.20	39.52	48.30	31.28	39.73	43.55	41.42	49.00	42.46	47.20	50.41
Al ₂ O ₃	7.64	8.41	8.04	9.86	10.71	10.05	12.46	13.37	15.07	14.67	19.18	18.92	22.60
Fe ₂ O ₃	4.97	4.47	4.23	3.74	2.88	10.23	3.73	4.69	6.40	1.97	3.83	3.83	1.20
FeO	7.23	8.12	9.66	7.39	8.65	7.66	7.19	5.83	7.93	7.14	6.85	5.60	2.74
MgO	22.05	19.02	11.28	8.64	12.63	7.30	8.26	6.95	4.82	6.69	2.63	3.05	0.55
CaO	8.62	9.92	13.23	16.94	11.90	13.74	14.72	13.47	10.16	9.43	10.23	7.86	6.48
Na ₂ O	0.43	1.66	2.00	1.49	2.17	2.22	2.89	1.87	4.00	3.56	4.38	4.45	4.23
K ₂ O	1.12	0.74	1.58	1.63	1.21	2.11	1.83	3.17	1.98	1.88	3.13	2.80	5.75
H ₂ O +	4.93	3.42	2.45	3.01	2.77	1.82	3.23	2.51	2.73	2.31	3.35	3.06	4.90
H ₂ O -	0.95	1.01	0.70	0.97	0.70	0.75	0.29	0.23	0.27	0.32	0.59	0.34	0.26
CO ₂	—	trace	2.79	3.07	0.18	2.83	3.00	1.16	—	0.49	—	—	—
TiO ₂	1.73	2.39	2.48	2.75	2.10	4.01	2.15	2.63	3.14	2.28	2.24	2.22	0.55
P ₂ O ₅	0.44	0.48	0.81	1.36	0.59	5.04	1.00	0.52	1.57	0.39	0.78	0.69	0.16
S	0.07	0.11	0.14	0.08	0.08	0.25	0.19	0.16	0.37	0.12	0.01	0.05	trace
Cl	0.03	0.04	0.07	0.07	0.03	0.13	—	—	0.05	—	0.06	—	—
F	—	—	—	—	—	0.06	—	—	0.10	—	0.08	—	—
MnO	0.17	0.15	0.15	0.17	0.13	0.24	0.18	0.15	0.20	0.14	0.19	0.16	0.11
NiO	0.12	0.07	0.09	—	0.04	—	—	—	—	—	—	—	—
BaO	—	—	—	—	—	—	0.06	0.11	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0.19	0.11	0.05	0.03	0.04	—	—	—	—	—	0.02	0.12	0.38
	100.07	99.90	99.95	100.22	100.11	100.32	100.46	100.37	100.21	100.39	100.04	100.35	100.52

1. Starič (Moravie) an. Veselý	IV [5. 4. 2] '2. '4. 1 (2). '2
2. Kamenna hůrka (Moravie) „ „	IV [6. 3'. 4] '2. 3. '2. 2
3. Žilina (Moravie) „ „	(III)IV [5(6). 2(3). 4] 2. (2)3. 2. 2'
4. Prechalov (Moravie) „ „	(III)(IV) [5(6). 3. 3'] 2. 2. 2'. 2'
5. Rybí (Moravie) „ „	III (IV) '6. 3. 4 [(1) 2. (2) 3. 2. 2]
6. Ticha (Moravie) „ „	III 5'. 3. 3(4) [3'. (3) 4. 1'. 2(3)]
7. Grodziec . . . (Silésie) an. Smulikowski	III '6. 3. '4 [2. 2'. 2. 2']
8. Marklowice . (Silésie) „ „	III (5) 6. 3. 3 [2. (1) 2. 2(3). 2']
9. Paskov (Moravie) an. Veselý	III 6. '3. 4 [(2). 3 2. 2. 3]
10. Boguszowice . (Silésie) an. Smulikowski	(II) III 5. 3. 4
11. Čertův mlýn . (Moravie) an. Veselý	II (III) 6. 3. '4
12. Dzięgielów . (Silésie) an. Smulikowski	II 5(6). 3. 4
13. Punców (Silésie) „ „	I (II) (5) 6. '3. 3

Il est bien sûr, que le nombre 13 des analyses est trop petit par rapport à l'étendue de la région sub-beskidique et à la variabilité de ses roches. Le but de notre étude future est une telle multiplication d'analyses chimiques, que tous les types distingués au microscope puissent être aussi interprétés chimiquement. Bien qu'il soit modeste, ce nombre peut pourtant nous rendre des services très grands dans notre travail présent, surtout s'il s'agit d'une orientation générale dans les particularités chimiques de la région sub-beskidique.

L'examen du tableau II. fait voir que la composition chimique des roches sub-beskidiques est très variable et que les limites de cette variabilité sont très larges. Voici les oscillations de différents composants chimiques essentiels; $SiO_2 = 31.2 - 50.4\%$, $Al_2O_3 = 7.6 - 22.6\%$, $Fe_2O_3 = 1.2 - 10.2\%$, $FeO = 2.7 - 9.7\%$, $MgO = 0.5 - 22.1\%$, $CaO = 6.5 - 16.9\%$, $Na_2O = 0.4 - 4.5\%$, $K_2O = 0.7 - 5.8\%$, $+ H_2O = 2.4 - 4.9\%$, $CO_2 = 0 - 3.1\%$.

Parmi les éléments chimiques moins importants TiO_2 est toujours présent en quantité relativement grande, qui peut atteindre 4% ; cet élément est contenu non seulement dans les oxydes de fer, mais aussi dans l'augite, la hornblende, la biotite et le sphène. La teneur en acide phosphorique est généralement assez élevée et dans la roche No. 6 elle surpasse même 5% , ce qui devient une particularité toute spéciale. Entre les composants accessoires citons le soufre dans la pyrite, le chlore et fluore dans l'apatite, la manganèse dans l'augite et la hornblende. Le chrome et le nickel ont été trouvés en quantité minime dans les roches très périclites et par conséquent

riches en magnésie. BaO n'est présent en quantité appréciable que dans les roches plus riches en potasse, qui démontrent au microscope l'abondance du feldspath alcalin. BaO existe probablement en forme du feldspath barrique (celsiane) isomorphiquement mélangé à l'orthose. Une relation semblable entre la barytine et la potasse a été observée par H. Washington¹⁾ dans les roches volcaniques d'Italie.

Afin de préciser les caractéristiques chimiques des roches sub-beskidiques et de les pouvoir comparer avec les roches analogues des régions étrangères, nous avons calculé la composition virtuelle (norme) de toutes nos analyses, suivant la méthode des savants américains²⁾ universellement connue. Les paramètres magmatiques auxquels conduisent les compositions virtuelles de différentes roches, sont figurés dans le tableau précédent.

L'examen de ces paramètres nous permet de caractériser facilement les propriétés chimiques de la région éruptive sub-beskidique. Les roches 1—4 sont douées d'une grande prépondérance des minéraux colorés sur les minéraux clairs, les roches 5—10 d'un équilibre approximatif, tandis que dans les roches 11—13 les éléments incolores sont plus abondants. Toutes les roches démontrent le déficit en silice, qui entraîne non seulement la formation d'olivine, mais aussi de néphéline en quantité plus ou moins importante. L'excès d'alumine par rapport aux alcalis devient la cause de l'abondance constante de l'anorthite virtuelle. La proportion de la potasse à la soude est assez variable. Dans la plupart des roches la teneur en soude est supérieure à celle en potasse, sans que cette supériorité soit jamais très grande. Pourtant les roches 4, 6, 8, 13 démontrent une équivalence moléculaire de ces deux éléments. Nous admettons que la formation des zéolites résulte d'une simple hydratation et que l'infiltration du carbonate de chaux n'a pas changé essentiellement la composition primitive.

Nous joignons ci-dessous un dénombrement de plusieurs exemples des roches étrangères des contrées très diverses qui

¹⁾ H. S. Washington. The roman comagmatic region (1906, p. 188—191).

²⁾ W. Cross, J. P. Iddings, L. V. Pirsson, H. S. Washington The Quantitative Classification of Igneous Rocks (Chicago 1903).

sont comparables au point de vue chimique aux roches sub-beskidiques. L'ordre de cette énumération correspond au numérotage de nos analyses. Pour ne pas occuper trop de place nous devons nous borner à la mention des paramètres magmatiques de différentes roches de comparaison, sans citer les analyses entières. Les exemples que nous avons choisi sont tirés du catalogue de Washington ¹⁾ et de plusieurs travaux originaux.

1. Picrite à hornblende IV.'2.4.1'. '2 Criffle Mill, Molenich, Cornwall (J. S. Flett. Geol. Surv. Eng. Mem. 398, 1907)

Picrite IV.(1)2.4.1.2 Medenbach, p. Dillenburg, Hesse, Nassau (R. Brauns, N. Jahrb. f. M. B. B. XVIII. 1904, p. 292.

Picrite IV.'2.4.(1)2.'2, Highweck, Newton Bushel, Devonshire Angleterre (K. Busz N. Jahrb f. M. 1896 I. p. 74).

2. Ankaratrite très péridotique IV. [6.3.4]1.3.'2.2 Ankalambope, Nosy Be, Madagascar (A. Lacroix Min. d. Madag. T. III. p. 64).

Kylite (III)IV.1'.3'. '2.2 Benbeoch, Kyle, Ayrshire, Écosse (G. W. Tyrrell. Geol. Mag. (V)IX. 1912 p. 122).

Dolérite (?) IV.(1)2.3.2.2 (C. v. John. Jhrb. G. R. A. Wien 1896 p. 283).

3. Limburgite (III)IV.2.(2)3.2.2 Oberbach, Rhön, (J. Soellner, N. Jahrb. B. B. XXIV. 1907 p. 511).

Basalte néphélinique III(IV).6.2(3).4 [2.3.2.2] Volcan Metavuna, Savaii, Samoa (A. Klautzch. Jahrb. d. Preuss. Geol. L. A. XXVIII. 1910, p. 174).

4. Hornblendite IV. [(5)6.3(4).4] 2.2.2.2 Tászok, Ditró, (B. Mauritz. Tscherm. Min. Pet. Mit. XXXVIII. Festband Becke 1925, p. 200).

Gabbro essexitique (III)IV.2.2.2 2 Val. Papenoo, Tahiti (A. Lacroix. Bull. Soc. min. Fr. X. 1910 p. 104).

5. Basalte III(IV).6.3.4 [2.3.2.2] Ilmenberg, Rhön (H. Proescholdt. Jhrb. d. Preuss. Geol. L. A. XIV. 1894, p. 12).

Trachydolérite (?) III(IV). '6.3.4 [2.3.2.2] Pico Serrado, Madeira (C. Gagel Zeitsch. d. Deutsch. Geol. Ges. LXIV. 1912 p. 429).

6. Nous ne connaissons aucune analyse d'une roche strictement analogue. La teneur très élevée en acide phosphorique (5%), corre-

¹⁾ H. S. Washington Chemical Analyses of Igneous Rocks (U. S. G. S. Prof. Pap. 99. 1917).

spondant à 12% de l'apatite, est extrêmement rare dans les roches éruptives. Certaines roches lamprophyriques basiques p. ex. les minettes, les camptonites, les monchiquites et les alnoïtes, contiennent parfois une quantité considérable de l'apatite. On connaît en outre les roches filoniennes d'origine magmatique formées essentiellement par les minerais de fer et l'apatite. Voici quelques exemples des roches lamprophyriques riches en P_2O_5 :

Ouachitite apatitique III. 6.2.3 ($P_2O_5 = 3.44\%$) Niinilampi, Niinivaara, Finlande (V. Hackman Bull. d. Com. géol. Finl. N. 42. 1914, p. 12).

Minette apatitique III.(5)6.1.2[2.(2)3.2.2], $P_2O_5 = 4.05\%$, North Port, Columbia River, Washington. (F. L. Ransome Am. J. of. Sc. 4 th, XXVI. 1908, p. 338).

Syénite apatitique mélanocrate III.5.1.4. $P_2O_5 = 5.98\%$ Ahvenvaara, Kuusamo, Finlande, (V. Hackman Bull. d. Com. géol. Finl. Nr. 15, 1905, p. 78).

7. Basalte (?) III. 6.3.4[2.3.2.2], Bocca dos Corregos, Madeira (C. Gagel, Zeitsch. d. D. Geol. Ges. LXIV. 1912 p. 429).

Dolérite essexitique III.6.'3.4[2.2.2.3] Howford Bridge, Mauchline, Ayrshire, Écosse. (H. Washington. Chem. an. of ign. rocks. I. p. 679. No. 6).

Monchiquite III. 6.'3.'4[2.2.2.2]. (G. Klemm Not. d. Ver. f. Erdkunde XXVIII. 1907 p. 37).

8. Vogésite hornblendique III. 5(6).3.3'[2.2.2.2] Apishapa Quadrangle, Colorado. (W. Cross U. S. G. S. Prof. Pap. 90 p. 25),

Ouachitite néphélinique 'III.5(6).3.3[2, '4, 1', 2'] Colonsay Island, Écosse. (J. S. Flett. Geol. Surv. of Scot. Mem. 35. 1911, p. 46).

Kentallénite biotitique III.5(6).3.'3 Pic Maros, Celebes (J. P. Iddings Igneous Rocks II. 1913 p. 627).

Basanite leucitique III.6.(2)3.3'[2.2.2.3] Kisi, Lac Kivu, Afrique orient. (L. Finckh. Deutsch. Z. Afr. Exp. I. (1) 1912 p. 18).

9. Essexite III.6.'3.4[2.2.2.3] Craw, Lennoxtown, Glasgow Écosse (E. G. Radley Geol. Surv. of Gr. Brit. Sum. of Prog. 1908 p. 55).

Luscladite III.'6.3.4. Cratère de Ziani, Comores (A. Lacroix. Minéralogie de Madagascar II. p. 636).

Dolérite essexitique III.6.'3.4[2.2.2.3] Howford Bridge, Mauchline, Ayrshire, Écosse (H. Washington Chem. An. of Ign. Rocks I. p. 679 Nr. 7).

Basalte teschénitique 'III.6.'3.4. Lugar, Ayrshire, Écosse (H. Washington. Chem. An. of Ign. Rocks II. p. 909 Nr. 13).

Basalte à hauyne et biotite 'III.6.'3.4 Wesseln, Bohême (E. Hibsich. Erläuterungen zur Geol. Übersichtskarte des Böhm. Mittelgeb. 1926. Tetschen. An. Nr. 56).

10. Basalte 'III.5.3.4. Klein Staufenberg, Kassel, Hesse (F. Bender In. Diss. Wurzburg. 1911 p. 30).

Basalte (II,III.5'.3.4 Tres Nuraghes, Bosa, Sardaigne (H. S. Washington Quat. Journ. Geol. Soc. LXIII. 1907 p. 74).

Andésite augitique II(III).5.3.4 Saonindrarina, Ankaratra, Madagascar (A. Lacroix Min. de Madag. III p. 45).

11. Ampasiménite II.6.'3.4 Ampasimena, Madagascar (A. Lacroix Min. de Madag. II. p. 647).

12. Essexite II'.6.'3.4 Tölgyes-Strasse, Ditró, Transylvanie (B. Mauritz Tscherm. Min. Petr. Mitt. XXXVIII. Festband Becke 1925 p. 200).

Essexite II.(5)6.(2)3.4. Beloeil Mountain, Rouville County, Quebec (J. I. O'Neill. Can. Geol. Surv. Mem. 43. 1914 p. 31).

Pegmatite à kaersutite II.5'.3.4. Kaersut, Goenland (F. K. Drescher et H. K. E. Krueger, N. Jahrb. f. Min. Abt. A., B. B. LVII. 1928, I. H.).

Topsaillite II.5(6).3.4. Tamara, Iles de Los (A. Lacroix: Nouv. Arch. de Mus. III. 1911 p. 78).

Basalte téphritique II'.(5)6.3.4, Nolda, B. Kamnitz Bohême (E. Hibsich Erl. z. geol. Übkarte d. Böhm. Mittelgeb. Tetschen 1926 An. Nr. 61)

13. Aucune roche strictement analogue n'est connue jusqu'à présent. Le déficit en silice, la teneur en alumine très élevée, l'abondance de chaux, la petite quantité de fer et de magnésie, la richesse en alcalis et la prépondérance de la potasse sur la soude, établissent les caractéristiques chimiques tout à fait spéciales. Les types de comparaison suivants ne sont pas sans certaines analogies, mais ils contiennent tous trop de fer et de magnésie par rapport à l'alumine et la silice.

Ledmorite II.(5)6.3.3. Ledmor river, Assynt, Écosse. (A. Gammel. Trans. Edinb. Geol. Soc. IX. 1910 (5) p. 419).

Monhaldeite II.5.'3.3' Monhalde, Kaiserstuhl, Baden (F. Graeff. Ber. Oberrh. Geol. Ver. XXIII. 1889).

Téphrite leucitique II.5(6).3.3 Mt. Moeria Java (J. P. Iddings Igneous Rocks II. 1913 p. 622).

Afin de pouvoir comparer les roches sub-beskidiques avec les types magmatiques établis par P. Niggli¹⁾ nous avons

¹⁾ P. Niggli Gesteins und Mineralprovinzen I.

calculé les valeurs graphiques *si*, *al*, *fm*, *c*, *alk* suivant la méthode de ce savant. Le rangement de nos analyses dans les différents types n'a pas été facile à cause d'un caractère tout particulier des roches en question. Il s'est démontré ensuite, que les différentes roches de notre région trouvent leurs places dans tous les trois rangs établis par Niggli (calco-alkalin, sodique et potassique). Le tableau III ci-joint offre un aperçu sur cette question.

Tab. III.

Nr. d'anal.	<i>Si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>ti</i>	Type de magma d'après Niggli
1	68	7.8	74.5	15.9	1.8	0.66	0.77	2.2	Hornblenditique-pyroxénitique-péridotitique
2	70	8.7	68.9	18.8	3.6	0.21	0.73	3.2	Hornblenditique-pyroxénitique-péridotitique
3	87	10.1	61.2	22.3	6.4	0.35	0.60	4.0	Hornblenditique
4	90	12.6	50.1	31.7	5.6	0.41	0.59	4.6	Jacupirangitique-pyroxénolitique trans. à pyroxénitique
5	87	12.6	56.7	24.9	5.8	0.27	0.67	3.1	Hornblenditique
6	68	13.8	55.0	23.7	7.5	0.39	0.4	6.6	Théralite-gabbroïde
7	91	16.8	48.7	26.6	7.9	0.33	0.58	3.1	"
8	100	18.1	43.4	29.5	9.0	0.52	0.55	4.6	Shonkinitique-missouritique trans. à essexite-gabbroïde
9	95	20.3	42.9	25.0	11.8	0.24	0.38	5.3	Théralite-gabbroïde
10	122	21.4	43.6	23.4	11.6	0.26	0.57	4.3	Gabbro-dioritique
11	104	27.5	30.7	26.6	15.2	0.32	0.31	4.1	Théralite-gabbroïde trans. à essexitique(?)
12	124	29.2	32.2	22.3	16.3	0.29	0.37	4.4	Essexitique
13	156	41.3	12.4	22.1	24.2	0.48	0.18	1.5	Vésuvitique pauvre en <i>fm</i> trans. à juvitique

Classification des roches sub-beskidiques.

Dans la littérature géologique on a accepté universellement les termes *teschénite* et *picrite* pour désigner toutes les roches éruptives de la zone sub-beskidique de Flysch des Carpathes occidentaux. Le nom *teschénite* a été créé par

L. Hohenegger¹⁾ pour nommer les roches grenues de cette région. G. Tschermak²⁾ a donné le nom de picrite aux roches noires de la même contrée, très basiques, d'une apparence basaltique, qui diffèrent sensiblement des teschérites par la composition minéralogique et chimique. C. Rohrbach³⁾ a consacré à ces roches une étude plus détaillée et il a constaté une telle variabilité, qu'il a été forcé d'établir une division plus approfondie au point de vue de la structure et de la nature des minéraux colorés. H. Rosenbusch⁴⁾ a remarqué que certaines formes des roches sub-beskidiques s'approchent plutôt des diabases, mais que la plupart des formes grenues correspond au groupe des théralites, où la néphéline est remplacée par l'analcime secondaire. J. Klvaňa⁵⁾ dans son étude très détaillée des roches de Moravie a distingué 5 types principaux: 1) *T. basaltique*, 2) *T. picritique*, 3) *T. picrite-porphyrique*, 4) *T. diabasique*, 5) *T. teschénitique*.

Des roches analogues ont été retrouvées dans d'autres régions p. ex. en Écosse par G. Tyrrell et J. S. Flett, en Afrique septentrionale et à Madagascar par A. Lacroix, en Sibérie par J. Rackovskij etc. Le terme de teschénite d'une importance locale a été généralisé pour les roches des régions diverses et de différentes formations géologiques; on l'emploie actuellement pour désigner les roches à facies diabasique, correspondantes aux essexites et aux théralites, dans lesquelles l'analcime comme un élément essentiels remplace la néphéline.

Une étude très détaillée des roches de Moravie, accomplie par O. Pacak, a fourni de nombreuses observations très

¹⁾ L. Hohenegger. Die geognostischen Verhältnisse der Nordkarpaten in Schlesien und den angrenzenden Teilen von Mähren u. Galizien etc. (Gotha 1861).

²⁾ G. Tschermak. Felsarten von ungewöhnlicher Zusammensetzung in der Umgebung von Teschen und Neutitschein (Sitzber d. Ak. d. Wiss. Wien. 1866).

³⁾ C. Rohrbach. Über die Eruptivgesteine im Gebiete der schlesisch-mährischen Kreideformation etc. (Tscherm. Min. Petr. Mitt. 1885).

⁴⁾ H. Rosenbusch. Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. (Auf. 2. 1887).

⁵⁾ J. Klvaňa. O eruptivních horninách tesenitových a pikritových na severovýchodní Moravě. (Rozp. Česk. akad. v Praze II. R. I. 29).

importantes pour la connaissance de la nature des roches sub-beskidiques en général. La variabilité très large de ces roches a été justement expliquée par cet auteur, qui considère toutes les formes de cette région comme une série continue, richement différenciée, qui lie les termes mélanocrates aux leucocrates et qui dérive d'un seul magma originel. La division de cette série a été basée sur la valeur des minéraux colorés, spécialement de l'olivine, et en partie aussi sur la structure. Dans sa classification O. Pacak distingue 5 groupes principaux 1) Péridotite et picrite, 2) Péridotite teschénitique et picrite teschénitique, 3) Teschénite olivinique, 4) Teschénite analcimique avec une subdivision de pyroxénite teschénitique 5) Teschénite néphélinique.

La plupart des roches décrites dans le travail de M. Pacak appartiennent aux types mélanocrates dans lesquels les minéraux clairs jouent un rôle quantitativement subordonné; les roches plus claires semblent être moins répandues en Moravie et alors la classification employée dans ce travail a pu avoir une certaine importance pour cette région. Au contraire dans la partie silésienne de la région sub-beskidique, qui a été examinée en détail par nous, les roches mésocrates jouent le rôle le plus important et les minéraux incolores y deviennent les constituants essentiels. C'est pourquoi nous ne pouvons pas adopter la classification de M. Pacak comme une base générale. En outre nous trouvons nécessaire de choisir un système de classification tel, que ses termes puissent être comparés aux types ou groupes des roches, dont la position dans la nomenclature et dans la systématique lithologique générale est universellement connue et acceptée. Pour la même raison nous insistons sur l'indispensabilité de n'employer que des termes bien compréhensibles, pour les différentes roches qui viennent d'être décrites.

Dans la construction de notre système de classification nous avons suivi en général les règles établies par A. Lacroix¹⁾; quelques transformations et suppléments peu importants ont été causés par le caractère particulier des roches

¹⁾ A. Lacroix. Minéralogie de Madagascar II. p. 219—225.

sub-beskidiques. La notion des types hétéromorphes s'est montrée spécialement utile; elle a rendu possible la comparaison de différentes formes entre elles et le rangement de ces formes à côté de différents types des roches bien connus et exactement définis.

Le mode de classification employé par nous s'appuie sur la base de la composition minéralogique quantitative et sur la structure. La composition minéralogique a été déterminée au microscope à l'aide de la méthode planimétrique (méthode de Rosival) et elle a été exprimée en pourcentages de volume. Parfois cette détermination n'a pas été possible à cause des dimensions trop petites des microlites. La composition chimique établie pour 13 roches a été appliquée seulement comme facteur auxiliaire, qui facilite l'orientation générale. Pour figurer le degré d'hétéromorphisme de chaque roche chimiquement analysée nous mettons en parallèle la composition virtuelle (calculée) à côté de la composition minéralogique réelle établie au microscope. La comparaison de ces deux compositions nous donne une idée de la façon, dont les éléments chimiques constituent les différents minéraux réels.

Voici les principes de notre classification des roches sub-beskidiques :

Toute la série est divisée en 3 classes principales suivant la valeur des éléments colorés : I. Roches mélanocrates (plus de 65% des minéraux colorés); II. Roches mésocrates (65—35% des min. col.); III. Roches leucocrates (moins de 35% des min. col.).

Chacune de ces classes est divisée en deux groupes au point de vue de la structure. Le premier groupe (Phanérites) contient les roches grenues ou porphyroïdes, holocristallines; le fond microlitique ne peut apparaître qu'en quantité très modeste. Le second groupe (Aphanérites) englobe les roches sémicristallines ou microlitiques, dont le fond clair, d'apparence vitreuse, chargé de microlites plus ou moins nombreuses, moule les cristaux automorphes des minéraux ferro-magnésiens.

La division suivante consiste dans la nature des éléments principaux. Dans la classe des roches mélanocrates nous distinguons deux sections: 1) Roches riches en olivine (plus de 15% d'olivine); 2) Roches pauvres en olivine

(moins de 15% de cet élément). La première section renferme les roches grenues ou porphyroïdes — les picrites¹⁾ et leurs formes aphanéritiques — les ankaratrites oliviniques et les monchiquites oliviniques mélanocrates. A la deuxième section appartiennent les pyroxénolites alcalines et les békinkinites mélanocrates parmi les phanérites, et les augitites, fourchites et ouachitites mélanocrates parmi les aphanérites.

Dans la classe mésocrate le phanérites peuvent être divisées en deux sections: 1) Les roches dépourvues de feldspathoïdes (l'analcime s'y trouve parfois en quantité complètement négligeable); 2) Les roches à feldspathoïdes (surtout l'analcime en quantité considérable, parfois aussi la néphéline ou des zéolites fibreuses).

Dans la première section dépourvue de feldspathoïdes nous pouvons distinguer deux types: *a)* type diabasique caractérisé par une tendance ophitique de la structure; *b)* type camptonitique à structure microgrenue avec une tendance porphyrique.

Dans la seconde section nous établissons deux familles suivant le rapport des feldspaths aux feldspathoïdes, principalement l'analcime qui devient presque toujours le feldspathoïde capital. La première famille (*α*) est caractérisée par la prépondérance des feldspaths sur l'analcime. La seconde (*β*) démontre une quantité fortement réduite de lambeaux déchiquetés des feldspaths profondément altérés, qui nagent dans l'analcime très abondante. Cet analcime y est généralement trouble, grisâtre, pleine d'impuretés et par conséquent elle donne l'apparence d'une pâte cryptocristalline. Ça et là nous y observons aussi les traces de la néphéline complètement transformée en

¹⁾ Ce nom a été établi par G. Tschermak précisément pour ce type des roches sub-beskidiques. M. Pacak l'appelle péridotite à cause du caractère intrusif et il borne le nom picrite aux roches franchement porphyriques. Nous ne sommes pas d'accord avec ce point de vue et nous trouvons préférable de réserver le terme original de Tschermak pour ces roches filoniennes grenues ou porphyroïdes, d'autant mieux qu'elles renferment toujours un peu d'un fond clair, verdâtre et cryptocristallin. Le nom de péridotite doit être réservé aux roches grenues holomélanocrates qui contiennent plus de 60% d'olivine.

zéolites fibreuses. A ce groupe appartient la békinkinite, la forme plus riche en éléments colorés (50—65%) et la lugarite moins riche en ces éléments (35—50%).

Dans la première famille (*a*) nous pouvons distinguer 4 types différents au point de vue de la qualité de leurs feldspaths :

a) Feldspath alcalin (orthose sodique) absent ou en quantité très petite (type correspondant aux théralites, berondrites, luscladites);

b) Feldspath alcalin en quantité considérable mais toujours inférieure à celle du plagioclase (type correspondant aux essexites);

c) Feldspath alcalin très abondant en quantité égale ou supérieure à celle du plagioclase (type correspondant aux monzonites néphéliniques)

d) Feldspath alcalin sans plagioclase (Ce type correspond aussi aux monzonites néphéliniques, le plagioclase basique virtuel étant toujours occulte dans l'augite titanifère et la hornblende brune; la néphéline entièrement transformée en zéolites fibreuses devient ici le feldspathoïde principal.

Les types *a*, *b*, *c* forment ensemble la famille des teschérites „sensu stricto“, dont les minéraux essentiels sont le plagioclase à côté d'une quantité variable d'orthose, l'analcime, l'augite titanifère et la hornblende barkévicitique; les oxydes de fer riches en titane, l'apatite, la biotite et le sphène jouent le rôle des minéraux accessoires. Les trois types distingués: *a*) teschérite théralitique; *b*) teschérite essexitique; *c*) teschérite monzonitique correspondent suivant les quantités relatives de leurs feldspaths aux théralites, essexites et monzonites néphéliniques.

La structure grenue souvent panidiomorphe, démontre parfois dans les types *a* et *b* les tendances intersertales, si l'analcime est réduite aux intervalles triangulaires entre les tablettes des feldspaths. M. Tyrrell¹⁾ et M. Lacroix²⁾ bornent le terme teschérite aux formes à facies diabasique (à structure ophitique ou intersertale) très répandues en Écosse.

¹⁾ G. W. Tyrrell, l. cit.

²⁾ A. Lacroix. Minéralogie de Madagascar II. p. 638.

Mais lorsque ce type de structure est plutôt exceptionnel et sans importance dans les roches des environs de Cieszyn (Teschen) en Silésie, pour lesquelles le nom de teschénite a été créé originairement, nous ne trouvons pas, qu'il soit justifié de restreindre ce terme d'une façon pareille.

La néphéline toujours pseudomorphisée en zéolites fibreuses peut apparaître en quantité variable dans la composition minéralogique des teschénites. Si en présence de ce minéral l'analcime est réduite aux quantités négligeables, les teschénites passent à leurs types correspondants, c'est à dire aux théralites, berondrites, luscladites, essexites et monzonites néphéliniques.

Il faudrait encore discuter les relations des teschénites aux békinkinites et lugarites, caractérisées par une grande prépondérance d'analcime sur les autres minéraux clairs. Conformément aux observations décrites précédemment il nous semble le plus vraisemblable, que les békinkinites et les lugarites présentent les formes de la même composition primitive, dans lesquelles les feldspaths ont subi une hydratation beaucoup plus prononcée (analcimisation) à cause de la réaction plus forte ou plus prologée des restes aqueux du magma (autométasomatose hydrothermale). Dans les teschénites le procès d'analcimisation des feldspaths est beaucoup moins avancé et l'analcime y forme surtout un fond interstitiel, d'origine essentiellement primaire.

Les aphanérites de la classe mésocrate sont caractérisées par une quantité considérable d'un fond vitreux, sémicristallin ou microlitique qui passe localement aux plages limpides d'analcime pure. Les roches de ce genre appartiennent au groupe des monchiquites, très varié et très commun dans tous les régions éruptives alcalines. Ces roches possèdent généralement un caractère lamprophyrique bien accentué et elle forment habituellement les filons plus minces. Les feldspaths (plagioclase ou orthose) de règle complètement intacts peuvent s'y trouver en quantité variable; parfois ils s'accumulent tellement, qu'ils remplacent plus ou moins le fond vitreux et alors la roche passe aux camptonites ou aux teschénites microgrenues.

Le fond vitreux ou microlitique des monchiquites est souvent fortement altéré et imprégné de calcite, et il donne alors l'apparence d'une pâte trouble cryptocristalline et faiblement biréfringente. Dans un tel cas il est douteux, si c'est une monchiquite altérée, ou peut-être, une békinkinite fortement analcimisée. La diagnose ne peut consister que sur la présence des microlites feldspathiques qui abondent presque toujours dans le fond des monchiquites à côté des paillettes de biotite et des baguettes microlitiques de hornblende, et qui manquent évidemment dans la base analcémique des békinkinites et des lugarites. Il faut d'ailleurs reconnaître, qu'en cas d'une zéolitisation très profonde les microlites feldspathiques disparaissent complètement et la distinction précise devient impossible.

Le groupe des monchiquites peut être divisé en trois types: 1) Monchiquite olivinifère, contenant jusqu'à 10% d'olivine; 2) Fourchite, dépourvue d'olivine; 3) Ouachitite, c'est à dire une monchiquite riche en biotite en forme de grandes tablettes, qui englobent poeciliquement les petits cristaux de l'augite, de l'apatite et des oxydes de fer. Nous devons souligner que tous les monchiquites correspondent chimiquement aux teschénites et aux békinkinites. Ce ne sont que les conditions défavorables de consolidation, qui ont empêché la cristallisation franche des feldspaths et leur séparation complète des restes alcalins riches en eau.

La classe des roches leucocrates n'a pas une grande importance dans la région sub-beskidique. Nous classons ici les trainées et les taches claires dans les intrusions plus volumineuses des roches mésocrates. Ces trainées et ces taches proviennent d'une ségrégation sur place des minéraux colorés et par conséquent elles sont à peu près contemporaines à toute la masse d'intrusion mère. Exceptionnellement par l'action de „squeezing out“ la pâte claire a pu sortir et pénétrer l'intrusion principale ou son enveloppe sédimentaire en forme de veinules leucocrates. Par conséquent la composition minéralogique des formes leucocrates dépend toujours strictement de la composition de la roche mère. C'est pourquoi la classification des roches leucocrates doit être basée sur les mêmes principes que celle des formes mésocrates.

Tableau synoptique des roches sub-beskidiques.

I. R. mélanocrates	A) Phanérites	{ 1. Riches en olivine : Picrites { 2. Pauvres en olivine : Pycxénolites alcalines, Békinkinites mélanocrates	{ leurs types carbonatés : Palackites Néphéline remplace l'analcime → Théralites → essexites Monzonites néphéliniques
	B) Aphanérites	{ 1. Riches " " : Monchiquites oliviniques mélanocrates, ankaratrites oliviniques { 2. Pauvres " " : Fourchites et ouachitites mélanocrates, ankaratrites, (augtites)	
II. R. mésocrates	A) Phanérites	{ 1. Sans feldspathoïdes { 2. A feldspathoïdes	{ Dolérites, diabases Camptonites a) Feldsp. alc. absent ou en quant. subordonnée b) Feldsp. alc. en quant. considérable mais plus petite que celle du plag. c) Feldsp. alc. en quant. égale ou supérieure à celle du plagioclase d) Feldsp. alc. sans plag
	B) Aphanérites	{ 1. Monchiquites oliviniformes { 2. Fourchites { 3. Ouachitites	
III. R. leucocrates	A) Phanérites	{ 1. Sans feldspathoïdes : { 2. A " "	{ Analcime prépondérante sur les feldspaths : Békinkinites, logarites Syénites alcalines a) Syénites analcimiques b) " " néphéliniques
	B) Aphanérites	{ 1. Sans feldspathoïdes : { 2. A " "	

Dans cette classe nous distinguons aussi les phanérites et les aphanérites. Le premier groupe englobe deux familles: a) Roches dépourvues des feldspathoïdes b) Roches riches en feldspathoïdes, dans lesquelles soit l'analcime, soit la néphéline peut jouer le rôle prédominant.

La rareté des formes leucocrates d'une part et leur haut degré d'altération hydrothermale de l'autre rendent difficile leur classification et leur rangement aux types de la systématique universelle des roches éruptives. A cause de l'importance principale des feldspaths alcalins dans ces roches (l'orthose) nous employons les termes de syénite alcaline, de syénite analcimique et de syénite néphélinique pour désigner les roches grenues et le terme de gautéite pour les roches microlitiques à phénocristaux de l'andésine. Mais il faut remarquer que les analogies mentionnées peuvent être souvent superficielles et assez lointaines.

Pour faciliter l'orientation générale dans le système de classification employé dans cette étude, nous ajoutons ci-dessus un tableau synoptique. Dans la description de différents types des roches sub-beskidiques nous suivrons l'ordre établi dans ce tableau. Enfin il faut souligner que tous les types des roches distingués sont liés entre eux par de nombreux passages, aussi bien au point de vue de la structure, que de la composition minéralogique, et c'est précisément une particularité qui résulte d'une consanguinité lithologique de tous ces types.

Description de différents types des roches sub-beskidiques.

I. Roches mélanocrates.

Picrite.

Comme exemple de ce type peut servir une roche noire finement grenue de Staříč en Moravie qui a été décrite par O. Pačák sous le nom de péridotite. L'examen microscopique permet de constater une grande abondance de l'olivine, dont les cristaux automorphes d'une grandeur variable sont en partie transformés en agrégats serpentiniques (antigorite), avec une sécrétion d'oxydes de fer. L'augite titanifère

forme les prismes généralement plus petits, qui s'accablent çà et là en groupements irréguliers. La hornblende brune en grands cristaux plus ou moins isométriques englobe poeciliteusement de nombreux cristaux d'olivine et d'augite (Pl. III fig. 1); elle est accompagnée de la biotite, des oxydes de fer en petite quantité et de l'apatite. Les interstices des minéraux colorés sont remplis par un fond cryptocristallin vert clair.

Une roche tout à fait analogue à été retrouvée à Lgota (Ellgoth) au Nord-Ouest de Cieszyn (partie de Silésie appartenante à la Tchécoslovaquie). A la composition minéralogique quantitative de ces deux roches nous ajoutons celle de la picrite de Lugar sill en Écosse¹). [1] Staříč, 2) Lgota, 3) Lugar sill].

	1	2	3
Olivine	44.0%	48.4	49.1
Augite	25.1	15.3	26.1
Hornblende	14.1	13.3	8.6
Biotite	5.0	5.9	0.4
Oxydes de fer	1.6	1.0	1.0
Apatite	0.5	1.0	0.3
Fond cryptocrist. clair 9.7 „		15.1	{ 5.7 Plagioclase 8.8 Analcime

L'analyse chimique de la roche de Staříč (Tabl. II Nr. 1) conduit aux paramètres IV [5.4.2]'.4.1(2).2. Voici la comparaison de la composition virtuelle (en pourcent. de poids) avec la composition réelle (en pourcent. de volume) de cette roche :

Comp. virt. en % de poids		Comp. réelle en % de vol.	
Orthose	6.7%	} 25.7%	Fond clair . . . 9.7
Albite	3.1		Augite 25.1
Anorthite	15.9		Hornblende . . 14.1
Ca Si O ₃	10.2	} Diopside	} Olivine 44.0
Mg Si O ₃	8.1		
Fe Si O ₃	0.9	} Olivine	} Oxydes de fer 1.6
Mg ₂ Si O ₄	33.0		
Fe ₂ Si O ₄	4.5	} Oxydes de fer	
Magnétite	7.4		10.6%
Ilménite	3.2		
Apatite	1.0		
Eau	5.9		

¹) G. W. Tyrrell. The late paleozoic alkaline igneous rocks of the West of Scotland (Geol. Mag. 1912. D. V. Vol. IX. 1, 2).

Au type de picrite nous rangeons aussi plusieurs roches analogues décrites par M. Pacak de différentes localités en Moravie p. ex. Žilina (Tabl. I. b), Kriegshübel (Tabl. I. a), Pohorelec etc. La quantité de hornblende et de biotite est très variable et elles peuvent disparaître complètement. La valeur d'augite et spécialement celle du fond clair varie aussi fortement. L'olivine est souvent entièrement transformée en serpentine et iddingsite, parfois aussi à côté de la calcite et du quartz.

Békinkinite mélanocrate.

Une roche de ce type a été trouvée à Halenów près de Biała (palatinat de Cracovie); elle forme ici une intrusion assez grande, tellement altérée, qu'il était assez difficile de choisir des échantillons pour l'étude microscopique. La structure de cette roche est grenue panidiomorphe à grain gros, moyen ou petit. Les prismes très abondants d'augite sont souvent cavés au milieu et remplis par la pâte zéolitique. La hornblende brune en forme de courts prismes plus grands enveloppe l'augite parallèlement ou poecilitiquement (Pl. IV fig. 5). Les oxydes de fer pénétrés par des écailles de la biotite, l'apatite et la pyrite très réduite constituent les éléments accessoires. Les cristaux automorphes des minéraux colorés sont moulés par la pâte trouble, grisâtre et presque isotrope, formée surtout par l'analcime impure. Ça et là apparaissent les lambeaux déchiquetés des plagioclases indéterminables à cause de leur altération très profonde.

Augite	49.0%	de vol.
Hornblende	13.3	"
Oxydes de fer	4.7	"
Apatite	1.4	"
Feldspaths	6.1	"
Pâte analcimique	25.5	"

Ankaratrite limburgitique riche en olivine.

La roche de Kamenná Hůrka près de Skorotín (Moravie) fournit l'exemple le plus typique; elle est décrite par M. Pacak sous le nom de picrite. C'est une roche porphyrique riche en grands phénocristaux de l'olivine fraîche,

jaune-verte, d'un éclat vitreux, qui se détache bien du fond noir aphanitique. L'étude microscopique démontre, que les phénocristaux automorphes de l'olivine (en quantité de 28·8% de volume de toute la roche) ont des dimensions très variables, à partir de petits grains microscopiques jusqu'à 1 cm de diamètre; cependant la distinction de deux générations indépendantes n'est pas possible. Les cristaux plus grands possèdent les sachets de corrosion remplis par la pâte microlitique ou par la calcite. À partir de cassures commence le procès de serpentinisation qui peut gagner toute la masse des cristaux plus petits. La pâte aphanitique est formée par un amas de très petits prismes automorphes de l'augite titanifère, fortement colorée et polychroïque. Ces prismes sont cimentés par un fond vitreux, isotrope et incolore (analcime?), qui contient de nombreux cristallites indéterminables. Ces cristallites s'accumulent souvent si abondamment que le fond devient trouble et peu transparent. Ça et là nous observons de petites traînées et des taches irrégulières qui contiennent le fond trouble plus abondant et les prismes augitiques plus grands, accompagnés alors de la hornblende brune et de la biotite en quantité notable. Les oxydes de fer partout également répartis en forme de petites mottes, prennent un développement aciculaire au milieu de ces traînées.

La structure de cette roche est comparable à celle des formes d'épanchement et le mode de gisement ne s'oppose point à cette supposition (comp. p. 753). C'est pourquoi nous trouvons justifié le rangement de cette roche dans le groupe des ankara trites suivant la définition de M. A. Lacroix¹⁾. La composition minéralogique réelle n'a pu être établie quantitativement au microscope à cause de trop petites dimensions des prismes augitiques. Nous devons alors nous borner à l'analyse chimique (Tabl. II Nr. 2) et à la composition virtuelle. Les paramètres magmatiques: IV [6.3'.4]'2.3.'2.2.

Orthose . . .	3·9%	} 26·6%
Albite . . .	3·9	
Anorthite . .	13·3	
Néphéline . .	5·5	

¹⁾ A. Lacroix. Minéralogie de Madagascar III p. 59—65.

<i>Ca Si O₃</i> . . .	13·6%	} Diopside	} 68·7%
<i>Mg Si O₃</i> . . .	10·5		
<i>Fe Si O₃</i> . . .	1·6	} Olivine	
<i>Mg₂ Si O₄</i> . . .	25·9		
<i>Fe₂ Si O₄</i> . . .	4·5	} Ox. de fer	
Magnétite . . .	6·7		
Ilménite . . .	4·6		
Apatite . . .	1·3		
Eau	4·4		

Monchiquite olivinique mélanocrate.

Nous rangeons ici une roche verte noire de Międzyrzecze au Nord-Ouest de Bielsko (Silésie). Les cristaux d'olivine totalement décomposés, les prismes d'augite basaltique souvent enveloppés parallèlement par la hornblende brune et les oxydes de fer sont cimentés par une pâte isotrope claire, d'une faible teinte grise, jaune ou verte (Pl. III fig. 2). La structure possède un caractère porphyroïde, parce qu'à côté de petits grains d'augite et d'olivine y existent plusieurs grands cristaux de ces minéraux, sans que soit possible la distinction de deux générations différentes. La pâte isotrope, d'une apparence vitreuse, renferme de nombreuses aiguilles d'apatite et de hornblende, les paillettes de biotite et d'innombrables microlites aciculaires dont la nature n'a pu être décelée. Dans ce fond microlitique nous observons les plages irrégulières d'une substance verte claire, complètement isotrope et dépourvue des microlites, d'une apparence gélatineuse. La composition minéralogique quantitative fait voir, que c'est une forme de passage aux roches mésocrates.

Augite	34·6%	de vol.
Hornblende	4·4	" "
Olivine	19·2	" "
Oxydes de fer	2·6	" "
Fond vitreux	31·2	" "
Subst. gélatineuse	8·0	" "

Au même type appartient aussi la roche de Žilina en oravie, décrite par M. Pacak sous le terme de péridotite teschénitique. C'est une roche à facies lamprophyrique, dont les éléments essentiels sont l'augite basaltique, la hornblende brune en prismes courts et l'olivine, en forme

de grands grains totalement transformés en mélange de serpentine, de calcite et de quartz. La biotite titanifère y est présente en forme de petites tablettes hexagonales. Parmi les éléments accessoires il faut citer les oxydes de fer partiellement transformés en leucoxène, les baguettes délicates de l'apatite et la pyrite très rare. Le fond clair est constitué par une pâte cryptocristalline, trouble, grisâtre, imprégnée par la calcite et remplacée fréquemment par l'analcime limpide. L'analyse de cette roche (Tabl. II, No. 3) conduit aux paramètres (III) IV [5 (6).2 (3).(3) 4] 2.(2) 3.2.2'. Ci-joint nous mettons en parallèle la composition virtuelle à côté de la composition réelle.

Comp. virt. en % de poids		Comp. réelle en % de vol.	
Orthose . . .	9.5	} 31.3%	Fond clair . . . } 28.7 (avec calcite) . }
Albite . . .	10.0		
Anorthite . .	8.1		
Néphéline . .	3.7		
<i>Ca Si O₃</i> . . .	14.5	} Diopside	} Augite 28.7
<i>Mg Si O₃</i> . . .	9.7		
<i>Fe Si O₃</i> . . .	3.7		
<i>Mg₂ Si O₄</i> . . .	13.0	} Olivine	} Olivine 11.2
<i>Fe₂ Si O₄</i> . . .	5.3		
Magnétite . .	6.0	} Ox. de fer	} Oxydes de fer. 2.7
Ilménite . . .	4.7		
Apatite	2.0		Apatite 1.3
Calcite	6.4		
Eau	3.2		

Une roche analogue en association avec les pierites retrouvée à Rybi (Moravie) a été décrite par M. Pacak sous le nom de teschénite olivinique. La pâte claire qui moule les cristaux automorphes des minéraux colorés est formée par un mélange très hétérogène de l'analcime, de la serpentine et d'une petite quantité de calcite. Cette pâte contient au surplus les traces de feldspaths et elle résulte probablement de l'altération du fond vitreux. A cause du caractère lamprophyrique de cette roche nous trouvons le terme de monchiquite complètement justifié. Les paramètres magmatiques III (IV). 6.3.4 [(1) 2.(2) 3.2.2] résultent de l'analyse chimique (Tabl. II, No. 5).

Comp. virt. en % de poids		Comp. réelle en % de vol.			
Orthose	7.3	} 36.1	Fond clair	25.0	
Albite	6.8				
Anorthite	15.9				
Néphéline	6.2				
<i>Ca Si O₃</i>	16.1	} Diopside	} Augite	30.5	
<i>Mg Si O₃</i>	11.2				} 30.9%
<i>Fe Si O₃</i>	3.6				
<i>Mg₂ Si O₄</i>	14.3	} Olivine	} Olivine	9.8	
<i>Fe₂ Si O₄</i>	5.1				} 19.4%
Magnétite	4.2	} Ox. de fer	} Oxydes de fer	3.6	
Ilménite	4.0				} 8.2%
Apatite	1.3				
Calcite	0.5				
Eau	3.5				

Monchiquites mélanocrates pauvres en olivine.

Ce sont les roches très analogues aux formes décrites précédemment et liées avec elles par des transitions continues. La différence principale consiste dans la teneur plus réduite en olivine qui devient ici un élément plutôt accessoire. Un exemple de ce type est donné par une roche de Grodziec près de Skoczów (Silésie), qui forme dans cette localité un „sill“ de quelques mètres d'épaisseur. Les prismes allongés et automorphes de l'augite basaltique sont très abondants; la hornblende brune verdissante sur les bords est beaucoup moins importante. Citons encore l'olivine en petits cristaux automorphes totalement pseudomorphisés, la biotite et la titanomagnétite en partie transformée en leucoxène. Tous ces minéraux sont moulés par une pâte claire, mais trouble, qui passe localement à l'analcime limpide. Dans cette pâte on voit apparaître de très petites tablettes du feldspath alcalin qui, en s'accumulant par places, peut devenir un élément essentiel. Tous les minéraux clairs sont chargés d'inclusions très nombreuses des aiguilles de l'apatite, des microlites de hornblende, des paillettes de biotite et des points des minerais. En outre ils renferment de la calcite et des chlorites inégalement réparties. Deux variétés de la même intrusion de Grodziec ont les compositions suivantes :

	<i>a</i>	<i>b</i>
Augite	39·8% de vol.	52·8% de vol.
Hornblende	9·1 " "	2·0 " "
Biotite	3·1 " "	3·4 " "
Olivine	4·9 " "	4·8 " "
Oxydes de fer	4·9 " "	5·1 " "
Fond clair.	31·8 " "	26·2 " "
Calcite et chlorite	6·4 " "	5·7 " "

L'analyse chimique de la variété *a*) (Tabl. II, No. 7) donne les paramètres III. '6.3.' 4 [2.2'.2.2']. La comparaison ci-jointe de la composition virtuelle avec la composition réelle permet de constater que les minéraux colorés sont en réalité plus abondants, que dans la composition calculée. La cause principale en est] l'abondance d'alumosilicates (surtout soi-disant alu-
o-silicate de Tschermak) dans la constitution de l'augite et de la hornblende brune. Ces deux minéraux contiennent aussi beaucoup de TiO_2 et Fe_2O_3 et c'est pourquoi les oxydes de fer sont beaucoup plus abondants dans la composition virtuelle, que réelle. Les mêmes traits généraux d'hétéromorphisme peuvent se retrouver dans tous les autres roches sub-beskidiques.

Comp. virt. en % de poids.		Comp. réelle en % de vol.				
Orthose	10·6	} 42·7%	Fond clair	31·8		
Albite	6·3					
Anorthite	18·1					
Néphéline	7·7					
$CaSiO_3$	12·6	} Diopside	} 47·5%	Augite	39·8	
$MgSiO_3$	8·7			} 24·2%	Hornblende	9·1
$FeSiO_3$	2·9					
Mg_2SiO_4	8·4	} Olivine	Olivine	4·9		
Fe_2SiO_4	3·0		} 11·4%	Biotite	3·1	
Magnétite	5·3	} Ox. de fer		Ox. de fer	4·9	
Ilménite	4·3		} 9·6%	Calcite+chlorite	6·4	
Apatite	2·3					
Calcite	6·8					
Eau	3·6					

Au même type il faut rattacher aussi une roche noire aphanitique, à l'aspect basaltique, qui forme plusieurs filons minces dans les environs de Marklowice au Nord de Cieszyn (Silésie). Au microscope on peut constater la structure porphyrique. Les phénocristaux automorphes d'olivine,

totale­ment trans­formés en calcite, en quartz et en chlorite, sont plongés dans une pâte de prismes augitiques très minces, accom­pagnés d'une petite quantité de la hornblende brune, de petits grains de l'olivine et de mottes de titanomagnétite. (Pl. III fig. 3). Les éléments clairs, qui mou­lent les minéraux colorés, appartiennent en partie au plagioclase en forme de grandes tablettes zonées et très fraîches (centre 60% An., bordure 40% An.); le reste est constitué par un fond vitreux, trouble et partiellement zéolitisé, qui contient un grand nombre de microlites d'apatite, des feldspaths et des minéraux colorés indéterminables. Ça et là le plagioclase peut remplacer entièrement le fond vitreux et alors la roche peut passer aux camptonites.

Un autre petit filon dans la même localité possède la même structure mais la hornblende brune y est remplacée par la biotite titanifère. Au lieu du plagioclase nous voyons ici les grandes lames du feldspath alcalin qui englobent poecilitiquement les centaines de petits cristaux colorés et qui réduisent fortement la quantité du fond vitreux.

Fourchite mélanocrate.

A ce type appartient une roche de Prehalov en Moravie, qui a été nommée par M. Pacak pyroxénite tesché­niti­que. C'est une roche à grain fin, riche en cristaux automorphes d'augite titanifère; la hornblende brune, l'olivine altérée, la biotite et les oxydes de fer fortement leucoxénisés constituent les éléments accessoires. Le fond clair assez abondant, qui moule les minéraux colorés est formé par une pâte trouble, chargée de calcite, qui offre l'aspect d'un verre zéolitisé. Ce fond contient de petites tablettes de feldspath alcalin (l'orthose sodique d'un aspect de sanidine), les baguettes délicates de l'apatite et un peu de phil­lipsite.

L'analyse chimique de cette roche conduit aux paramètres (III) (IV).5 (6).3.3' [2.2.2'.2'] (Tabl. II, No. 4). L'équivalence moléculaire de la potasse et de la soude rend possible l'apparition du feldspath potassique dans la composition réelle.

Comp. virt. en % de poids		Comp. réelle en % de vol.				
Orthose	9.4	}	Orthose sod.	6.7		
Albite	6.3		}	Fond clair	30.7	
Anorthite	14.2			}	(avec calcite et	
Néphéline	3.4				}	l'apatite)
$Ca Si O_3$	17.5	}				Augite
$Mg Si O_3$	12.3		}			Hornblende
$Fe Si O_3$	3.7	}				
$Mg_2 Si O_4$	6.4		}	Olivine	1.8	
$Fe_2 Si O_4$	2.1	}		Biotite	1.4	
Magnétite	5.3		}	Ox. de fer.	4.3	
Ilménite	5.2	}				
Apatite	3.4					
Calcite	7.0					
Eau	4.0					

Ouachitite apatitique.

A ce type appartient une roche de Tichá en Moravie qui accompagne ici les monchiquites mésocrates. Au microscope elle démontre une composition minéralogique extraordinaire. L'augite basaltique, en forme de petits prismes en partie décomposés, est fréquemment bordée d'aegyryne. La hornblende brune en grands cristaux isométriques et la biotite titanifère en grandes lames épaisses, englobent poecilitiquement l'augite, l'apatite et les oxydes de fer. Ces deux derniers minéraux sont présents en quantité tout à fait extraordinaire. L'apatite forme des baguettes plus minces, ou de grands prismes hexagonaux, dont le centre trouble, grâce aux inclusions innombrables, est entouré d'une bordure étroite complètement limpide. (Pl. III fig. 6). Le fond clair est constitué par une pâte zéolitique trouble, imprégnée par la calcite. Cette pâte devient çà et là verdâtre autour des prismes d'augite chloritisée et elle renferme fréquemment les microlites très délicates d'un feldspath alcalin. L'abondance de la hornblende et de la biotite d'une part et la structure panidiomorphe et poecilitique de l'autre, donne à cette roche un caractère sensiblement lamprophyrique. M. Pacak donne à cette roche le nom de péridotite teschénitique. Nous trouvons ce nom absolument impropre, d'autant que la roche en question ne contient même pas de traces de l'olivine.

L'analyse chimique de cette roche (Tabl. II, No. 6) donne les paramètres suivants: III. 5'. 3. 3 (4) [3'. (3) 4. 1'. 2 (3)].

Comp. virt. en % de poids		Comp. réelle en % de vol.			
Orthose	12.2	} 40.9%	Fond clair (à calcite) . . . } 29.0		
Albite	12.0				
Anorthite . . .	13.3				
Néphéline . . .	3.4				
Ca Si O ₃	3.3	} Diopside	Augite		
Mg Si O ₃	2.8			6.1%	16.2
Mg ₂ Si O ₄	10.8	} Olivine	Aegyrine		
Magnétite . . .	13.9			} Ox. de fer.	Hornblende . . .
Ilménite	7.6	} 22.1%	Biotite		
Hématite	0.6				
Apatite	11.8	} 9.9	Apatite		
Calcite	6.4				
Eau	2.6				

II. Roches mésocrates.

Diabase (Dolérite).

Les roches filoniennes de ce type, très fréquentes dans la plupart des régions éruptives du monde entier, sont rares dans la zone sub-beskidique. L'exemple le plus typique est fourni par une roche grise-verdâtre, qui forme une intrusion assez grande (env. 20 m d'épaisseur) à Boguszowice près de Cieszyn. La structure grenue avec une tendance ophitique ou intersertale est bien visible à l'oeil nu. (Pl. II, fig. 3). L'examen microscopique permet de constater une grande abondance de tablettes du plagioclase basique très zoné. (Le centre 64—70% An., la bordure 43—50% An.). Ces tablettes sont en partie altérées, troubles, d'une teinte jaune brunâtre, chargées de plusieurs produits secondaires, comme des paillettes de chlorite, de petites taches de calcite, de minces veinules d'analcime.

L'augite commune forme de nombreux grains et prismes peu réguliers, généralement intacts. (Pl. IV. fig. 1). La chlorite abondante en forme d'agrégats lamelleux remplit les interstices entre les feldspaths, où elle semble occuper des pseudomorphoses indistinctes d'un minéral indéterminable (olivine?). Ça et là elle est accompagnée de l'analcime très réduite. Parmi les éléments accessoires il faut citer l'ilménite en

grands grains squelettiformes, percés de biotite, et l'apatite en minces aiguilles.

Cette intrusion n'est pas homogène dans toute sa masse. Par places la roche devient plus claire à grain plus gros; le plagioclase devient plus acide (andésine ou même oligoclase 33—27% An.) et insensiblement zoné. Les traînées et les veinules leucocrates, parfois d'un caractère aplitique, sont assez fréquentes et elles seront décrites postérieurement (pag. 820). L'analyse chimique de la roche principale (Tabl. II, No. 10) conduit aux paramètres (II) III.5.3.4 qui sont à peu près ceux d'un magma basaltique normal. La comparaison de la composition réelle avec la composition virtuelle démontre une grande concordance, si on admet, que le minéral chloriteux occupe la place de l'olivine et que l'orthose potentielle est cachée dans le plagioclase réel. Cette concordance résulte de la présence de l'augite commune (diopsidique) pauvre en alumine.

Comp. virt. en % de poids.		Comp. réelle en % de vol.		
Orthose . . .	11.1	Feldspaths 56.7%	Plagioclase . .	59.2
Albite . . .	27.3			
Anorthite . .	18.3			
Néphéline . .	1.7		Analcime . .	1.3
CaSiO ₂ . . .	9.5	Diopside 18.4%	Augite	21.6
MgSiO ₃ . . .	6.1			
FeSiO ₃ . . .	2.8			
Mg ₂ SiO ₄ . . .	7.4	Olivine	Biotite	0.5
Fe ₂ SiO ₄ . . .	3.7	11.1%	Chlorite . . .	11.7
Magnétite . .	3.0	Ox. de fer	Ilménite . . .	5.7
Ilménite . . .	4.4	7.4%		
Apatite . . .	1.0			
Calcite	1.1			
Eau	2.8			

Une roche tout à fait analogue a été retrouvée à Pastwiska près de Boguszowice.

Labrador . . .	56.5%	de vol.
Augite	22.6	"
Ilménite . . .	5.7	"
Chlorite . . .	14.4	"
Calcite	0.8	"

Camptonite.

A ce type appartient une roche noire basaltique, finement grenue, rencontrée à Simoradz près de Skoczów (Silésie). Au microscope on voit les cristaux automorphes d'augite basaltique, de petites baguettes de la hornblende brune et les grains arrondis de la calcite fibreuse, qui forment les pseudomorphoses de l'olivine. Le fond clair est constitué par un amas de tablettes très applaties du plagioclase (labrador — andésine). De petits interstices peu abondants sont remplis par la calcite, par une substance verte grise, isotrope et indéterminable, et exceptionnellement par le quartz. Le développement squelettique de la magnétite est spécialement caractéristique pour cette roche. Ce minéral forme une sorte de treillis très délicat, triangulaire ou rectangulaire suivant la section (Pl. IV. fig. 2). Les roches à grain plus gros dans la même intrusion sont fortement carbonatisées, et leurs oxydes de fer totalement transformés en leucoxène.

Palackite.

Ce terme a été créé par J. Klvaňa¹⁾ pour les diabases fortement carbonatisés de la Moravie. Ce type des roches n'est pas rare dans toute la région sub-beskidique. Un exemple très typique est donné par une grande intrusion à Mistrzowice à l'ouest de Cieszyn (partie tchèque de Silésie). C'est une roche grenue à tendance ophitique, à grain variable, grise verdâtre, pénétrée par plusieurs veines dont les unes sont constituées par la calcite pure, blanche ou jaunâtre et largement cristallisée, les autres sont remplies par une pâte calcitique brune et finement cristallisée, au fond de laquelle se détachent les petits cristaux du plagioclase vert-clair (Pl. II, fig. 4).

L'étude microscopique fait voir que la roche principale contient les tablettes du plagioclase basique zoné (labrador-andésine) comme un élément le plus important. Ce feldspath est toujours trouble, jaune-brunâtre, chargé de paillettes de la chlorite, de la calcite et de microlites de l'apatite. Le pyroxène n'existe qu'en état des pseudomorphoses bien distinctes, qui sont occupées par un mélange de

¹⁾ J. Klvaňa. O palackytu v sev. vychodni Moravě. Praha 1915.

calcite et de chlorite, et pointillées de leucoxène. Les interstices triangulaires sont remplis par la calcite et la chlorite dépourvues des points de leucoxène, mais chargées de microlites d'apatite. Ces deux minéraux peuvent exister en quantités relatives très variables et ils peuvent se remplacer mutuellement aussi bien dans les pseudomorphoses augitiques, que dans les interstices. Parmi les éléments accessoires nous devons citer l'ilménite en grands grains squelettiformes fortement leucoxénisés, la biotite assez pâle et la pyrite en quantité négligeable.

La veine brunâtre riche en calcite, qui coupe la roche principale, démontre au microscope plusieurs grandes tablettes du labrador, plongées dans une pâte calcitique finement cristallisée (Pl. IV, fig. 3). Les paillettes de biotite, les grains leucoxénisés de l'ilménite et les fines aiguilles de l'apatite sont présentes en quantité très petite.

Nous ajoutons ci-dessous la composition quantitative de deux variétés de la roche principale (*a*, *b*) et de la veine riche en calcite (*c*).

	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>
Plagioclase	53.9%	60.8%	27.8%
Pseudomorph. d'augite	17.9 } 21.7%	0.2 } 21.2%	—
	3.8 }	21.0 }	—
Résidu interstitiel	9.7 } 16.8%	4.2 } 13.9%	2.1
	7.1 }	9.7 }	68.4
Ilménite	7.0	3.5	1.3
Biotite	0.6	0.6	0.4
Chlorite en somme	27.6%	4.4%	2.1%
Calcite en somme	10.9%	30.7%	68.4%

Il est évident que les formes *a* et *b* correspondent aux diabases et qu'elles sont très analogues à la roche de Boguszowice décrite précédemment. Le procès de carbonatation, qui a changé si profondément la composition primitive de la roche peut être expliqué de la façon discutée pag. 776. La veine carbonatique a pu se former par l'action de „squeezing out“ exécutée sur les restes liquides de magma, chargés de $CaCO_3$ après la cristallisation de tous les minéraux primaires.

Teschénites.

Type théralitique.

Nous rangeons ici une roche presque noire à grain fin, qui forme un „sill“ de quelques mètres d'épaisseur, aux environs de Kocobędz à l'ouest de Cieszyn. La composition minéralogique est caractérisée par l'abondance de plagioclase (andésine 45% An.) en forme de tablettes assez épaisses, troubles et fortement altérées. L'augite titanifère automorphe et la plus importante parmi les éléments colorés, à côté de la hornblende barkévicitique, de la biotite, des pseudomorphoses oliviniques et de l'ilménite. Tous les intervalles sont remplis par l'analcime généralement limpide, faiblement biréfringente, qui contient les microlites de l'apatite, de la hornblende et de la biotite. Ça et là l'analcime est remplacée par la pâte chloriteuse ou par la calcite. Voici la composition quantitative:

Plagioclase	49·4%	de vol.
Analcime	6·9	„
Augite	23·2	„
Hornblende	5·7	„
Biotite	3·2	„
Olivine	4·0	„
Oxydes de fer . . .	3·6	„
Chlorite	4·0	„

Au même type il faut rattacher la roche de Pasków sur Ostravica qui sert toujours dans toutes les collections pétrographiques comme l'exemple le plus typique de teschénite. C'est une roche grenue tachetée de blanc et noir, à grain moyen, caractérisée par le développement isométrique des minéraux colorés. Elle forme une grande intrusion, qui est relativement très peu variable dans sa composition minéralogique.

Au microscope on voit les prismes automorphes de l'augite titanifère verdissants aux bords, les cristaux raccourcis de la hornblende brune, les nombreuses mottes des oxydes de fer (ilménite et magnétite titanifère) et les baguettes hexagonales de l'apatite. La biotite, les sphène et la pyrite forment les éléments accessoires. Parmi les

minéraux clairs abondent les grandes tablettes du plagioclase basique (labrador) bordées d'une quantité minime du feldspath alcalin (orthose sodique). Le reste de la roche est occupé par l'analcime, en général trouble et impure, par places mélangée d'autres zéolites indéterminables. Les feldspaths sont partiellement transformés en analcime et dans certaines parties de l'intrusion cette transformation est tellement avancée, qu'il n'existent que des restes déchiquetés du plagioclase, plongés dans le fond analcimique très abondant. La roche passe alors aux békinkinites. Ça et là apparaissent les taches irrégulières des agrégats fibreux de natrolite, qui forment probablement les traces des pseudomorphoses néphéliniques. L'analyse chimique de cette roche (Tabl. II, No. 9) fournit les paramètres III.6.'3.4 [(2) 3.2.2.3] et elle est alors comparable à celles des berondrites de Madagascar¹⁾.

Comp. virt. en % de poids		Comp. réelle en % de vol.	
Orthose . . .	11.7	Feldspaths 42.5%	Feldspaths . . . 29.3
Albite . . .	13.6		
Anorthite . . .	17.2		
Néphéline . . .	11.1		Analcime . . . 19.0
CaSiO ₃	10.1	Diopside 19.4%	Augite 25.5 Hornblende . . 12.9
MgSiO ₃	6.9		
FeSiO ₃	2.3	Olivine . . . 4.9%	Biotite 0.5
Mg ₂ SiO ₄	3.5		
Fe ₂ SiO ₄	1.4	Ox. de fer. 15.2%	Ox. de fer. . . . 9.8
Magnétite . . .	9.3		
Ilménite	5.9		Apatite 3.0
Apatite	3.7		
Eau	3.0		

Type essexitique.

C'est le type le plus répandu parmi les roches grenues de la région sub-beskidique. Il est caractérisé par l'abondance de grandes tablettes du plagioclase basique (labrador-andésine), bordé de l'orthose sodique, qui peut d'ailleurs former parfois les lamelles indépendantes, toujours beaucoup plus petites que celles du plagioclase. La prépondérance du plagioclase sur l'orthose est toujours bien marquée; l'amoindrissement de la valeur de l'orthose établit les passages au type

¹⁾ A. Lacroix. Minéralogie de Madagascar II. p. 632.

théralitique, au contraire l'augmentation, au type monzonitique. Les pseudomorphoses de la néphéline peuvent souvent apparaître en quantité modeste. Toutes les places libres sont occupées par l'analcime, en partie limpide et faiblement biréfringente ou isotrope, en partie trouble et impure. Elle est souvent accompagnée de la calcite, plus rarement de la prehnite ou des zéolites fibreuses. Les plagioclases sont toujours partiellement analcimisés ou transformés en agrégats d'autres zéolites, l'orthose mieux conservée est seulement pulvérulente. En cas d'une analcimisation plus avancée les roches passent aux békinkinites et lugarites.

Les cristaux automorphes des minéraux colorés appartiennent à l'augite titanifère verdissante aux bords et souvent frangée d'augite aegyrienne, et à la hornblende barkévicienne entourée de bordures très minces, plus foncées et verdâtres. Généralement la hornblende enveloppe parallèlement l'augite. Citons encore la titanomagnétite et l'ilménite, l'olivine rare et complètement pseudomorphisée, l'apatite relativement abondante en forme de baguettes et d'aiguilles hexagonales et le sphène assez répandu.

Les teschénites essexitiques ont été trouvées dans plusieurs localités de Silésie p. ex. *a*) Rudów *b*) Simoradz, *c*) et *d*) Stanisławice, *e*) Dzięgielów (Pl. I, fig. 5).

	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>e</i>
Feldspaths (orth. + plag.)	37.9%	37.6%	35.6%	43.1%	53.1%
Analcime	2.0	10.8	19.6	15.0	11.3
Prehnite	3.7	—	—	—	—
Augite	18.3	23.1	13.2	18.8	10.8
Hornblende	31.8	23.7	18.6	15.2	18.3
Biotite	—	1.0	—	0.1	1.4
Olivine	3.4	—	—	—	—
Oxydes de fer	1.7	3.8	6.0	4.3	4.7
Sphène	—	—	—	0.5	0.4
Pyrite	—	—	0.6	0.2	—
Calcite	1.2	—	6.4	2.8	—

L'analyse chimique de la roche de Dziengielów (*e*) (Tabl. II, No. 11) nous donne une idée de la composition de ce type. Les paramètres auxquels conduit cette analyse sont les mêmes que ceux d'une véritable essexite: II.5(6).3.4. Voici la comparaison entre la composition virtuelle et réelle:

Comp. virt. en % de poids		Comp. réelle en % de vol.		
Orthose	16·7	Feldspaths 63·1%	Feldspaths	53·1
Albite	23·6			
Anorthite	22·8			
Néphéline	8·0		Analcime	11·3
$CaSiO_3$	5·1	Diopside 9·9%	Augite	10·8
$MgSiO_3$	3·2		Hornblende	18·3
$FeSiO_3$	1·6			
Mg_2SiO_4	3·1	Olivine 4·7%	Biotite	1·4
Fe_2SiO_4	1·6			
Magnétite	5·6	Ox. de fer 9·9%	Ox. de fer	4·7
Ilménite	4·3		Sphène	0·4
Apatite	1·7			
Eau	3·4			

Type monzonitique.

A ce type appartiennent plusieurs roches, qui ne peuvent être distinguées des formes décrites précédemment que par la valeur plus grande du feldspath potassique, qui surpasse sensiblement le plagioclase. Celui-ci forme les tablettes moins abondantes mais toujours d'une taille considérable, qui sont enveloppées parallèlement par de l'orthose sodique. Les lamelles indépendantes de l'orthose sont moulées par l'analcime, la calcite, la prehnite ou des zéolites fibreuses. De règle on peut constater une quantité notable de pseudomorphoses néphéliniques dont les sections rectangulaires se détachent bien parmi les autres minéraux clairs. Parfois le plagioclase peut disparaître complètement à cause de la facilité, dont il s'analcimise.

Voici la composition quantitative de quelques exemples typiques de ces roches: *a*) Marklowice, (Pl. II, fig. 2) *b*) Boguszowice, *c*) Kocobędz.

	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>
Orthose sodique	23·1% de vol.	19·2% de vol.	15·0% de vol.
Plagioclase	7·8	11·9	4·3
Néphéline (pseud.)	4·6	—	13·8
Analcime (impure)	12·1	25·5	8·1
Augite	33·6	22·9	31·1
Hornblende	14·6	11·5	24·9
Biotite	0·1	0·8	—
Oxydes de fer	2·9	5·9	2·2
Apatite	indet.	1·7	indet.
Sphène	0·4	—	—
Pyrite	0·3	—	0·6
Calcite	0·5	0·6	—

La forme *a*) qui s'est montrée au microscope la plus fraîche a été analysée chimiquement (Tabl. II, No. 8). Les paramètres fournis par cette analyse: III (5) 6.3.3 [2. (1) 2. 2 (3). 2'] permettent de caractériser chimiquement cette roche comme une monzonite néphélinique potassique et mésocrate.

Comp. virt. en % de poids		Comp. réelle en % de vol.		
Orthose	18·9	Orthosesodique	23·1	
Albite	3·7	Plagioclase	Plagioclase	7·8
Anorthite	18·3		Analcime	12·1
Néphéline	6·8	Diopside	Néphéline	4·6
$CaSiO_3$	15·8		Augite	33·6
$MgSiO_3$	12·1	Olivine	Hornblende	14·6
$FeSiO_3$	2·0		Biotite	0·1
Mg_2SiO_4	3·7	Ox. de fer.	Oxydes de fer	2·9
Fe_2SiO_4	0·6		Sphène	0·4
Magnétite	6·7	Pyrite	Pyrite	0·3
Ilménite	5·0		Calcite	0·5
Apatite	1·3			
Calcite	2·7			
Eau	2·7			

Au type monzonitique appartient aussi une roche de Čertův mlýn en Moravie, qui a été décrite par M. Pačák sous le nom de teschénite néphélinique. Elle forme une grande intrusion fortement différenciée. Elle est caractérisée surtout par l'abondance de la natrolite qui forme les pseudomorphoses de la néphéline plus ou moins automorphes.

L'analcite n'est présente qu'en quantité subordonnée et elle semble être remplacée par les zéolites fibreuses, accompagnées de la préhnite. L'orthose sodique relativement fraîche et limpide est assez abondante; le plagioclase est absent, mais nous ne sommes pas sûrs, si une partie des agrégats zéolitiques ne provient pas de la décomposition de ce minéral. Parmi les éléments colorés automorphes citons l'augite titanifère, verdissante aux bords ou frangée d'augite aegyrienne verte foncée, et la hornblende brune en forme de prismes allongés, bordés d'une variété verte noire plus riche en alcalis. D'après M. Pacak il y existe aussi une petite quantité d'aegyrienne aciculaire disséminée au milieu de fibres natrolitiques. Les oxydes de fer et l'apatite sont présents en quantité modeste. Dans les variétés plus mélanocrates finement cristallisées et proches du contact apparaissent aussi l'olivine et la biotite.

L'analyse chimique de cette roche (Tabl. II, No. 11) conduit aux paramètres II(III).6.3'.4. C'est alors un type qui correspond aux monzonites néphéliniques sodiques¹⁾. La différence principale entre la composition minéralogique virtuelle et réelle consiste dans la valeur plus grande de l'anorthite virtuelle, occulte dans l'augite et la hornblende, et dans la teneur plus élevée en éléments colorés.

Comp. virt. en % de poids				Comp. réelle en % de vol.		
Orthose	18.3			Orthose sodique	16.6	
Albite	3.2	Plagioclase	} 63.2%			
Anorthite	23.3				Zéolites	38.9
Néphéline	18.4					
CaSiO ₂	9.3	Diopside	} 33.1%	Augite	18.4	
MgSiO ₃	4.0				Hornblende	22.0
FeSiO ₃	5.3					
Mg ₂ SiO ₄	1.7	Olivine				
Fe ₂ SiO ₄	1.0	Ox. de fer		Oxydes de fer	1.8	
Magnétite	5.6			Apatite	2.3	
Ilménite	4.2					
Apatite	2.0					
Eau	4.0					

¹⁾ A. Lacroix. Minéralogie de Madagascar II. p. 626.

Une roche analogue mais plus riche en éléments ferromagnésiens a été retrouvée à Pastwiska près de Cieszyn. Le fond clair, qui moule les cristaux automorphes de l'augite et de la hornblende, est formé par un mélange microgrenu de l'orthose sodique et de la natrolite qui remplace probablement la néphéline. (Pl. IV, fig. 4).

Augite	47·0%	de vol.
Hornblende	6·1	"
Biotite	1·5	"
Oxydes de fer	6·9	"
Orthose sodique	} 38·5	"
Natrolite		

Békinkinite et lugarite.

Conformément à la définition de M. Lacroix¹⁾ nous appelons ainsi les roches grenues riches en minéraux colorés, qui renferment comme un élément clair essentiel l'analcime, moulant les cristaux automorphes de l'augite titanifère et de la hornblende brune. Dans ce fond analcimique naissent les lambeaux déchiétés des plagioclases, de l'orthose, et des pseudomorphoses néphéliniques, mais la quantité de ces restes des minéraux primaires est généralement très réduite. En Écosse occidentale (Barshaw, Lugar) on trouve au milieu des roches analogues à la békinkinite les ségrégations plus claires en forme de traînées irrégulières qui ont été décrites par G. W. Tyrrell²⁾ sous le nom de lugarite. Cette roche ne diffère de la békinkinite que par la plus petite teneur en éléments colorés. Conformément à cela nous nous servons du terme de békinkinite pour désigner les roches plus mélanocrates (plus de 50% des minéraux colorés) et nous réservons le terme de lugarite pour les roches plus claires (moins de 50% des minéraux colorés).

Il a été déjà souligné par M. Lacroix que les roches de ce type „n'ont pas une individualité chimique“ et qu'elle correspondent à ce point de vue aux essexites, théralites,

¹⁾ A. Lacroix. Minéralogie de Madagascar II. p. 638.

²⁾ G. W. Tyrrell. The Bekinkinit of Barshaw and the associated Rocks (Geol. Mag. Dec. VI. Vol. II. No. 613,614, 1915).

berondrites etc. (peut être même aux monzonites néphéliniques d'après ce que nous supposons), et par conséquent aussi bien à leurs types analogues, les teschémites. Grâce aux conditions physico-chimiques dans la période finale de consolidation, elles se sont hydratées très profondément (comp. p. 775).

Les roches de ce type sont assez répandues aussi bien en Silésie qu'en Moravie comme on peut juger d'après les descriptions de M. Pacak. Voici quelques exemples de ces roches, auxquels nous ajoutons trois types de comparaison examinés par Tyrrell. *a)* Békinkinite de Pastwiska, *b)* Lugarite de Punców près de Cieszyn, *c)* Békinkinite de Rudów au Nord de Cieszyn, (Pl. I, fig. 4), *d)* Lugarite de Kocobędz à l'ouest de Cieszyn, *A)* et *B)* Lugarites de Barshaw (Écosse) *C)* Lugarite de Lugar sill (Écosse).

	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>A</i>	<i>B</i>	<i>C</i>
Augite	30.2%	34.0%	21.4%	23.4%	23.2%	14.5%	21.7%
Hornblende	20.4	8.9	29.6	4.6	13.5	24.4	17.2
Olivine	—	—	—	—	1.3	—	—
Biotite	—	0.3	—	0.2	—	—	—
Oxydes de fer	3.3	2.7	3.6	6.1	5.8	7.0	5.0
Apatite	1.1	1.4	—	1.4	2.3	2.2	3.1
Sphène	—	—	—	1.1	—	—	—
Pyrite	0.3	—	—	—	—	—	—
Fond clair (essentiellement analcime).	44.7	52.7	45.4	63.2	53.9	51.9	53.0

Groupe de monchiquites.

Monchiquites olivinifères.

Nous rangeons ici les roches noires et compactes, aphanitiques et finement cristallisées, d'un caractère lamprophyrique généralement bien accentué, qui forment de minces filons indépendants ou les bordures des intrusions teschémitiques. Les cristaux automorphes de l'augite basaltique titanifère et de la hornblende brune, les grains de l'olivine transformés en iddingsite et les mottes des oxydes de fer sont plongés dans une pâte trouble grise-jaunâtre, d'aspect vitreux, riche en microlites de hornblende, de biotite et d'apatite. Il y existent souvent aussi en quantité variable

les tablettes irrégulières du plagioclase basique complètement limpide, intact et généralement dépourvu de la structure zonée. Citons deux exemples de ce type: *a)* Grodziec, *b)* Jasienica (Pl. V, fig. 1). La première roche passe aux formes mélanocrates.

	<i>a</i>	<i>b</i>
Augite	39·7%	41·2%
Hornblende	17·9	5·2
Olivine	3·1	5·5
Oxydes de fer	4·1	4·1
Labrador	9·3	20·4
Fond microlitique	25·9	23·6

Fourchites.

Les roches de ce groupe ressemblent beaucoup aux formes décrites ci-dessus, mais les pseudomorphoses d'olivine y manquent complètement. Le fond sémicristallin, outre les microlites de la hornblende et de la biotite, renferme aussi ceux des feldspaths indéterminables. Ce fond est souvent fortement zéolitisé et impregné de calcite, et il passe généralement çà et là aux plages incolores de l'analcime limpide.

Les roches de ce type sont très fréquentes dans toute la région sub-beskidique; en voici quelques exemples: *a) b)* Kiczycze près de Skoczów (Pl. V, fig. 6), *c) d)* Boguszwice près de Cieszyn (Pl. V, fig. 2), *e)* Zamarsk, *f)* Mnisztwo, *g)* Simoradz.

	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>e</i>	<i>f</i>	<i>g</i>
Augite	46·8%	18·1%	39·0%	46·0%	45·4%	32·9%	24·5%
Hornblende	8·1	26·0	9·7	10·9	—	8·5	13·6
Biotite	3·0	0·3	2·3	0·6	1·5	4·0	—
Oxydes de fer	6·0	4·9	2·7	5·3	6·0	2·9	2·5
Pyrite	0·6	0·9	1·0	0·6	0·5	—	1·4
Apatite	—	—	—	—	2·4	—	—
Feldspaths	—	—	—	5·0	8·1	—	20·2
Analcime pure	9·5	8·9	—	} 30·5	7·3	6·3	2·7
Fond microlitique	22·2	40·9	44·5		20·7	43·5	30·7
Calcite	3·8	—	0·8	1·1	8·1	1·9	4·4

Au même groupe il faudrait rattacher quelques roches finement cristallisées, vertes noires, qui se rencontrent à quelques points de la vallée de Żywiec, en forme de filons parmi les couches crétacées de la fenêtre tectonique. (Voir p. 751). Ces roches sont caractérisées par une transformation très profonde qui résulte probablement de l'engagement tectonique tout spécial pour cette contrée.

L'examen microscopique fait voir l'augite basaltique en prismes allongés et très aplatis, comme un élément coloré essentiel. L'augite possède généralement des bordures très minces ou de petits capuchons à ses extrémités, formés par l'aegyrine pure. L'augite basaltique est toujours en partie, parfois entièrement, transformée en agrégats chloriteux accompagnés de quartz et de la calcite, et ponctués de leucoxène. La biotite existe en petite quantité, la hornblende brune manque souvent complètement. L'apatite en forme de baguettes relativement grandes et les oxydes de fer en partie leucoxénisés sont assez abondants. Le fond clair est constitué par un mélange très hétérogène de la calcite, des produits zéolitiques et chloriteux, et de l'analcime pure en quantité variable, souvent chargé de très petites aiguilles de l'aegyrine. Ça et là apparaissent les plages irrégulières des feldspaths très altérés et généralement indéterminables. Dans un seul échantillon de Lipowa il était possible de constater la présence de l'albite pure, qui suivant sa forme et sa pulvérulence doit être considérée comme primaire. A côté de cette forme d'albite il y existe une autre, caractérisée par l'irrégularité de ses formes et de ses macles, et par sa limpidité parfaite, qui est probablement d'origine secondaire, hydrothermale. Nous ajoutons les compositions quantitatives de trois formes examinées au microscope: a), b) Lipowa c) Żywiec.

	a	b	c
Augite	40·5%	39·4%	34·5% de vol.
Aegyrine	2·7	1·4	1·5 " "
Hornblende	2·3	—	— " "
Biotite	1·8	1·3	1·4 " "
Oxydes de fer	4·3	6·2	4·5 " "
Apatite	1·5	2·0	2·5 " "
Fond clair	46·5	49·5	55·6 " "

Au type de fourchite nous rangeons aussi une roche sensiblement porphyrique, qui forme à Boguszowice un sill de quelques mètres d'épaisseur. A l'oeil nu nous observons dans cette roche les grands phénocristaux automorphes de l'augite et de la hornblende, plongés dans une pâte grise, assez uniforme. La hornblende peut former des prismes volumineux et racourcis, ou des baguettes fortement allongées. Les parties extérieures de l'intrusion sont finement cristallisées ou même aphanitiques.

Au microscope nous constatons que l'augite titanifère et surtout la hornblende brune démontrent les phénomènes très caractéristiques de la résorption magmatique. Ce procès donne naissance à l'augite basaltique très poreuse chargée d'oxydes de fer, qui remplace la hornblende à partir du l'extérieur du cristall, en se transmettant pas à pas vers le centre, et qui arrive finalement à gagner toute la masse de cristaux plus petits. Il est bien caractéristique que cette augite de résorption en substituant la hornblende s'oriente sur elle toujours parallèlement. (Pl. V, fig. 4). Le fond clair est constitué par une pâte microlitique partiellement zéolitisée, trouble, d'une teinte grise-jaune. Elle renferme de petits fragments d'augite, des aiguilles délicates de hornblende, de très minces paillettes de la biotite et des microlites des feldspaths (probablement alcalins) (Pl. V, fig. 3). Ça et là se détachent les plages irrégulières d'un plagioclase analcimisé; souvent apparaissent aussi les agrégats natrolitiques ou les taches incolores d'analcime. Parmi les éléments accessoires il faut citer les oxydes de fer, l'apatite, la pyrite et le sphène.

Les échantillons de Ticha (Moravie) provenant de la collection d'École Polytechnique à Lwów sont très rapprochés aux roches décrites ci-dessus. La différence principale consiste dans la teneur plus grande en biotite, apatite et oxydes de fer, et dans le mode de résorption de l'augite et de la hornblende. La résorption de ces minéraux entraîne ici la formation de l'augite aegyrienne et de l'aegyrienne, qui frangent les grands cristaux résorbés ou qui sont disséminés dans la pâte microlitique en petits grains ou aiguilles. La ségrégation locale a fourni aussi les formes leucocrates qui sont spécialement caractérisées par l'abondance relative de sphène

en formes aciculaires. Nous trouvons le plus vraisemblable, que le sphène ne soit qu'un produit accessoire de la résorption en aegyrine des minéraux colorés titanifères. (Pl. V, fig. 5).

Voici la composition quantitative des roches décrites ci-dessus: *a)* Roche de Boguszowice à grands phénocristaux peu résorbés; *b)* Roche de Boguszowice à phénocristaux de hornblende plus minces et fortement résorbés; *c)* Roche de Boguszowice finement cristallisée à hornblende totalement résorbée; *d)* Roche de Ticha.

	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>d</i>
Augite primaire	40·2%	18·0%	30·3%	37·1%
Hornblende	4·3	10·9	—	1·2
Augite + ox. de fer formés par résorp. .	3·3	10·2	11·2	—
Aegyrine	—	—	—	0·5
Biotite	—	—	1·4	2·0
Oxydes de fer primaires	9·0	1·8	4·2	7·2
Pyrite	0·5	—	0·3	—
Apatite	1·2	1·7	1·3	3·5
Sphène	—	—	—	0·5
Fond clair microlitique	41·6	62·4	51·3	48·1

Ouachitite.

Les roches, qui appartiennent à ce type de monchiquites, sont caractérisées par la teneur plus élevée en biotite, qui forme des lames assez grandes (jusqu'à 1 *cm* de diamètre), d'un éclat bronzé métallique, facilement perceptibles à l'oeil nu. L'examen microscopique fait voir que l'augite basaltique est l'élément coloré le plus abondant. Elle forme de petits prismes fortement aplatis, souvent terminés par des capuchons délicats d'aegyrine. Les oxydes de fer (magnétite titanifère) et l'apatite, en forme de baguettes hexagonales assez volumineuses et troubles au centre, sont toujours abondants et ils peuvent s'accumuler dans certaines formes mélanocrates en quantité très grande. Les tablettes de la biotite englobent poeciliquement les oxydes de fer, l'apatite et l'augite (Pl. VI, fig. 3). Ajoutons encore la pyrite et le sphène comme les éléments accessoires. Le fond clair est généralement profondément zéolitisé et souvent chargé de la calcite en

quantité variable. Deux roches peuvent servir comme exemples de ce type: *a*) Roche de Stanisławice (à l'ouest de Cieszyn), *b*) Roche de Kocobędz (à Nord-ouest de Cieszyn).

	<i>a</i>	<i>b</i>
Augite . . .	25·5 ⁰ / ₀ de vol.	26·4 ⁰ / ₀ de vol.
Aegyrine . .	0·6 " "	— "
Biotite . . .	10·3 " "	9·8 " "
Oxydes de fer.	10·2 " "	7·7 " "
Apatite . . .	2·3 " "	2·3 " "
Sphène . . .	— " "	1·0 " "
Pyrite . . .	0·7 " "	— " "
Fond zéolitique	48·9 " "	52·8 " "
Calcite . . .	1·5 " "	— " "

III. Roches leucocrates.

Syénite alcaline.

L'intrusion diabasique de Boguszowice, décrite p. 800, renferme plusieurs veines, traînées et taches irrégulières, à grain fin, qui sont pauvres en éléments colorés, parfois complètement hololeucocrates. Ce sont les produits d'une différenciation locale très prononcée.

L'examen microscopique permet de constater que les feldspaths alcalins, en forme de cristaux peu aplatis, jouent le rôle principal. Les centres de ces cristaux sont occupés par l'albite finement striée (macles d'albite, de péricline et de Carlsbad), les zones externes, par l'orthose riche en soude. Celle-ci démontre entre les nicols croisés les taches d'une biréfringence plus petite ou plus grande, ce qui résulte de sa teneur variable en soude. L'albite est généralement pénétrée par les veinules de l'analcime, tandis que l'orthose est seulement un peu trouble et pulvérulente. La calcite en quantité considérable remplit les intervalles d'une façon, qui est comparable à celle du quartz dans certains granites; elle forme aussi de petites taches au milieu des cristaux de feldspaths. Il nous

semble qu'elle se soit formée dans la période hydrothermale, en même temps que l'analcime. Les autres minéraux, les agrégats chloriteux, le sphène, la biotite et la pyrite jouent un rôle très modeste

Orthose sodique	49·5%	de volume
Albite	33·0	"
Biotite	0·4	"
Chlorite	5·7	"
Sphène	0·8	"
Pyrite	0·6	"
Calcite	10·0	"

Syénite analcimique sodique.

Une roche particulière de ce type a été trouvée à Grodziec à l'Est de Skoczów (Silésie). Elle forme ici un petit sill et à l'oeil nu elle est grise-verte presque noir, finement grenue. Elle contient l'augite titanifère en partie décomposée, les oxydes de fer fortement leucoxénisés, un peu de biotite et d'apatite, enfin des traces de la hornblende brune et de la pyrite. Parmi les éléments clairs, l'albite joue le rôle principal en forme de cristaux peu réguliers, faiblement aplatis. Elle est pulvérulente en partie analcimisée, chargée d'inclusions de chlorite et de calcite. Tous les interstices sont remplis par l'analcime et par une substance chloriteuse verte pâle, mélangée de calcite.

Augite	9·7%	de vol.
Biotite	2·9	"
Oxydes de fer	6·1	"
Pyrite	0·5	"
Albite	55·2	"
Analcime	5·9	} Fond intersticiel.
Chlorite	18·3	
Calcite	1·4	

Syénite analcimique à néphéline.

Une roche qui correspond à ce terme a été trouvée à Boguszowice près de Cieszyn, où elle forme une con-

sidérable intrusion indépendante. A l'œil nu nous voyons les grandes baguettes éclatantes de la hornblende plongées dans le fond clair grenu, gris-blanc ou rougeâtre. Au microscope nous constatons l'abondance de feldspath alcalin à l'aspect sanidinique (orthose sodique), en forme de tablettes de grandeur variable, généralement fraîches et limpides. Ça et là nous observons aussi des lames grandes du plagioclase (probablement andésine) enveloppées par l'orthose, qui sont très profondément altérées en analcime, mélangée d'autres produits zéolitiques. Parmi les minéraux colorés, la hornblende barkévicienne joue le rôle principal; ses baguettes sont fortement fendillées, coupées des veinules de chlorite chargée de petits grains du sphène, et parfois elles sont au milieu remplies par l'analcime pure. Nous constatons aussi un peu de biotite brune-olive, d'apatite et de sphène. L'augite et les oxydes de fer manquent complètement. Tous les intervalles sont occupés par des zéolites et par la calcite pure, largement cristallisée. Parmi ces produits l'analcime est la plus importante; elle est, soit limpide et pure, soit chargée d'inclusions et de différents produits zéolitiques indéterminables. Nous observons aussi en quantité plus réduite les sections rectangulaires des pseudomorphoses néphéliques.

Une variété hololeucocrate de même type présente des traînées et des taches dans la grande intrusion de teschénite monzonitique à Marklowice (voir. p. 811). Le feldspath alcalin à l'apparence de sanidine (orthose sodique), parfaitement limpide, est très abondant, et à cause de son aplatissement la structure possède une tendance foyaitique (Pl. VI. fig. 4). Plagioclase y manque complètement, les pseudomorphoses automorphes de la néphéline sont assez nombreuses. Tous les intervalles sont remplis par l'analcime accompagnée d'un peu de calcite. Les autres minéraux comme l'augite titanifère et aegyrienne, la hornblende brune, la biotite verte, le sphène et les oxydes de fer sont présents en quantité très petite. Nous ajoutons la composition quantitative de deux roches décrites: a) Boguszowice, b) Marklowice.

	<i>a</i>	<i>b</i>
Feldspaths (essent. orthose)	39·5% de vol.	53·4% de vol.
Néphéline (pseudom.)	4·9	8·4
Analcime (impure)	25·6	31·9
Augite	—	1·5
Hornblende	22·1	0·8
Biotite	1·8	0·9
Oxydes de fer	—	0·5
Sphène	1·0	1·2
Calcite	5·1	1·4

Syénite néphélinique.

Nous rangeons à ce type deux variétés leucocrates recueillies à Punców au Sud-Est de Cieszyn. Une roche (*a*) forme un petit filon (ép. 10 *cm* env.), qui traverse la grande intrusion de laugarite. Elle est à grain gros, mais variable, à structure porphyroïde, grâce à la présence de grands cristaux automorphes de la hornblende et de l'augite, à côté de petits grains ou aiguilles de mêmes minéraux. L'autre (*b*), présente une petite veine parmi les schistes crétacés métamorphisés, dans un éloignement de quelques mètres du bord de l'intrusion lugaritique principale. La relation de cette roche leucocrate à la lugarite n'a pu être établie, faute d'un affleurement assez grand, mais il nous semble, qu'elle forme une petite apophyse de celle-ci. C'est une roche claire blanchâtre, à grain fin, ponctuée de petites aiguilles des minéraux colorés. (Pl. I. fig. 3). Les deux formes leucocrates doivent être considérées comme les produits dérivés extrêmes de la différenciation de lugarite par l'action de „squeezing out“.

Les minéraux essentiels qui constituent ces deux roches sont les mêmes. Le rôle principal est joué par le feldspath alcalin d'aspect sanidinique, en forme de tablettes aplaties de grandeur variable, fraîches et limpides, par places pulvérulentes ou attaquées par l'analcime. Les nombreuses pseudomorphoses automorphes de néphéline sont remplies par les agrégats fibro-lamelleux des zéolites. Les intervalles sont occupés par l'analcime, accompagnée d'autres zéolites et de la prehnite, qui épigénisent souvent les feldspaths. Les cristaux plus grands de l'augite titanifère très fortement

colorés en violet, sont toujours corrodés et frangés par l'augite aegyrienne (Pl. VI. fig, 5). Les grains plus petits, généralement presque irréguliers, sont formés essentiellement par l'augite aegyrienne seule. Le hornblende brune très foncée forme des baguettes très allongées ou des aiguilles, souvent brisées et cassées, et toujours bordées d'une variété alcaline verte-foncée. La biotite brune olive ou verte, le sphène, les traces d'oxydes de fer, de l'apatite et de la pyrite jouent un rôle accessoire. La calcite manque complètement. Voici la composition quantitative de deux roches syénitiques:

	a	b
Orthose	25·3% de vol.	37·2% de vol.
Néphéline	26·7	18·0
Analcime (mélangée d'autres zéol)	18·5	23·0
Prehnite	3·1	3·5
Augite	13·5	9·1
Hornblende	10·8	5·7
Biotite	0·8	2·9
Oxydes de fer	0·6	—
Apatite	—	—
Sphène	0·7	0·6

La roche finement grenue (b) a été analysée chimiquement (Tabl. II. No. 13) et elle a fourni des paramètres suivants: I(II).56.3.3. La particularité de cette analyse consiste dans le grand excès d'alumine en rapport avec les alcalis, ce qui est tout à fait extraordinaire dans une roche si claire, pauvre en silice et potassique. La comparaison de la composition virtuelle avec la composition réelle est très instructive:

Comp. virt. en % de poids		Comp. réelle en % de vol.	
Orthose	34·5	Orthose	37·2
Albite	13·1	Zéolites	23·0
Anorthite	25·6	Prehnite	3·5
Néphéline	12·2	Néphéline	18·0
Ca Si O ₃	2·4	Augite	9·1
Mg Si O ₃	0·7	Hornblende	5·7
Fe Si O ₃	1·8		
Mg ₂ Si O ₄	0·3	Biotite	2·9
Fe ₂ Si O ₄	0·9		
Magnétite	1·9		
Ilménite	1·2		
Apatite	0·3	Sphène	0·6
Eau	5·2		

L'anorthite virtuelle est très abondante, mais le plagioclase basique n'est point exprimé. L'anorthite occulte entre dans la constitution de l'augite et de la hornblende, en partie aussi dans celle de la prehnite, mais il n'y a pas de doute que la plus grande partie de cet élément est comprise dans les agrégats zéolitiques indéterminables, qui sont mélangés à l'analcime. Nous admettons, que la roche en question s'est formée de la pâte claire de la lugarite par l'action de „squeezing out“, et qu'elle renfermait originairement beaucoup de plagioclase basique. Mais sa richesse en eau et par conséquent, le prolongement de la consolidation aux températures très basses ont causé la transformation complète de ce plagioclase basique. La probabilité de notre supposition est d'autant plus grande, que dans les autres roches leucocrates de la région sub-beskidique nous constatons souvent la présence d'un plagioclase basique, qui s'altère toujours très facilement aux agrégats zéolitiques indéterminables, associés à l'analcime, tandis que l'orthose reste presque intacte.

Gautéite natrolitique.

Une roche de ce type se rencontre à Kocobędz à Nord-Ouest de Cieszyn, probablement en forme de filon qui coupe une variété microgrenue d'une teschénite monzonitique. Faute d'un affleurement nous sommes forcés de nous contenter de quelques blocs recueillis dans cette localité. Ce filon possède la structure porphyrique bien visible à l'oeil nu, grâce à la présence de gris phénocristaux des feldspaths et des aiguilles noires de la hornblende, plongés dans une pâte claire microlitique.

L'examen microscopique découvre, que les grands phénocristaux sont formés par le plagioclase (andésine-labrador, environs 48% d'anorthite) enveloppé parallèlement par l'orthose sodique. Les noyaux plagioclasiques sont partiellement ou entièrement transformés en mélange zéolitique, tandis que les châssis d'orthose sont limpides et d'aspect sanidinique, ou seulement un peu pulvérulents (Pl. VI. fig. 6). Les baguettes de hornblende brune sont généralement cassées, les grains d'augite titanifère très profondément corrodés

et transformés en augite aegyrienne, qui en forme de petits grains irréguliers est disséminée dans toute la roche. Les cristaux de hornblende et d'augite inclus dans les phénocristaux du plagioclase ne sont pas corrodés ni cassés, ce qui prouve, que leur résorption s'est passée après la formation du plagioclase. Parmi les éléments accessoires, il faut noter de petites paillettes de la biotite brune olive, les aiguilles de l'apatite, les grains du sphène et la pyrite oxydée à la surface.

La pâte claire qui englobe tous ces minéraux renferme de petites bandelettes ou microlites d'orthose moulées par un fond fibreux de la natrolite. L'arrangement de ces microlites rappelle un peu celui de trachites.

Les particularités de la structure et de la composition minéralogique sont voisines de celles de la gautéite. E. Hibs ch¹⁾ a appelé ainsi les roches filoniennes leucocrates de la Bohême centrale, caractérisées par la présence des phénocristaux du plagioclase intermédiaire dans une pâte microlitique riche en orthose. Les gautéites bohémiennes sont les produits clairs de la différenciation du magma essexitique et elle contiennent toujours la néphéline virtuelle. Pareillement notre roche de Kocobędz riche en natrolite, doit être considérée comme un dérivé leucocrate du magma teschémitique.

Différenciation du magma de la région sub-beskidique.

Suivant les descriptions et les observations présentées dans les chapitres précédants nous arrivons à la conclusion, que toutes les intrusions sub-beskidiques, tant variables soient-elles, possèdent donc un caractère général commun, aussi bien au point de vue chimique, que minéralogique. L'existence de toutes sortes de formes transitoires entre les différents types distingués par nous, accentue d'autant plus la consanguinité et l'association intime entre eux. Nous pouvons alors dire, que les roches sub-beskidiques constituent ensemble une série

¹⁾ J. E. Hibs ch. Erläuterungen zur geologischen Karte des böhmischen Mittelgebirges (Tscherm. Min. Pet. Mitt. XVII. 1898 p. 84).

lithologique bien caractéristique et continue, à partir des formes les plus mélanocrates jusqu'aux formes les plus claires. La région strictement limitée qu'elles occupent, forme une entité bien distincte au point de vue géographique et tectonique, c'est que nous appelons la province pétrographique sub-beskidique (v. la carte).

Les marques de consanguinité entre les différentes roches que nous avons décrites, nous permettent d'affirmer, que toutes ces roches dérivent d'un seul magma primitif, par voie de différenciation plus ou moins prononcée. Dans le présent chapitre nous venons essayer de saisir le sens de cette différenciation. Nous avons pleine conscience de la difficulté et de la complexité de cette question, et, que les résultats de nos investigations possèdent une valeur hypothétique et plutôt provisoire. Notre connaissance de la Silésie tchécoslovaque est loin d'être complète, et d'autre part, le nombre d'analyses chimiques irréprochables, nécessaires aux investigations pareilles, est trop modeste et il doit être augmenté dans les études futures. Néanmoins nous allons tenter l'éclaircissement de la question de différenciation des roches sub-beskidiques, afin d'obtenir quelques indications pour nos investigations futures dans ce terrain.

Il nous semble le plus vraisemblable que la différenciation du magma sub-beskidique s'est effectuée en deux stades. Le premier stade a eu lieu dans des profondeurs considérables au dedans d'un grand bassin magmatique. On peut supposer que ce bassin s'est caché sous les racines de la nappe de Cieszyn, à une place qui ne peut être indiquée exactement en l'état présent de nos connaissances, mais qui doit être située au Sud des gisements actuels des roches sub-beskidiques.

Le magma de ce bassin en état partiellement différencié est sorti sous une pression extérieure et il a pénétré les sédiments crétacés du géosynclinal carpathique, en formant entre eux les intrusions interstratifiées. Dans les différentes intrusions s'est passé le second stade de différenciation de magma, soit après la formation de chaque intrusion, soit encore en voie de sa formation. Il est bien compréhensible que les intrusions

	I	II	III	IV				
Orthose	} 62.6% (64—72% An.)	} 59.2% (48—70% An.)	} 56.4% (28—38% An.)	} 49.5% (Albite)				
Plagioclase								
Augite					22.6	21.6	23.9	33.0
Oxydes de fer					2.4	5.7	6.0	—
Biotite					0.8	0.5	1.0	0.4
Chlorite					10.3	11.7	11.5	5.7
Sphène					—	—	—	0.8
Calcite					1.1	—	1.2	10.0
Pyrite					0.2	—	—	0.6

I. Intrusion diabasique de Boguszowice (p. 804 et 820).

plus volumineuses, dont le refroidissement et la cristallisation se faisaient plus lentement, ont pu devenir un lieu de différenciation locale plus avancée que les flons étroits, dont la consolidation s'effectuait très vite. De telle manière alors, les deux stades de différenciation, le premier général et le second local, ont pu devenir la cause de la variabilité des roches sub-beskidiques.

Quelques intrusions, dont les affleurements relativement plus nets ont pu être examinés en détail, peuvent nous fournir les exemples du second stade de différenciation. Nous les citons ci-joints en les illustrant par leurs compositions minéralogiques quantitatives (en pourcentage de volume) établies au microscope.

Ex. 1. La forme I, II, principale passe localement aux formes moins riches en anorthite (III). Les traînées hololeucocrates (IV), complètement dépourvues d'anorthite se sont formées des restes alcalins du magma gabbroïde; elles sont en outre chargées de calcite. Ces restes étaient probablement très riches en eau et dans des températures très basses (dans la période hydrothermale) ils ont déposé la calcite, infiltrée de sédiments voisins.

2. Intrusion de la teschénite monzonitique de Marklowice (p. 811 et 822).

	I.	II.	III.	IV.	V.
Orthose	15.7%	23.1%	29.7%	30.9%	53.4%
Plagioclase	6.2	7.9	—	—	—
Néphéline	—	4.6	5.1	6.4	8.4
Analcime	20.5	12.1	21.2	12.6	31.9
Augite	24.1	33.6	17.9	30.4	1.5
Hornblende	23.9	14.6	22.6	9.7	0.8
Biotite	—	0.1	—	0.8	0.9
Oxydes de fer	6.0	2.9	3.5	3.6	0.5
Sphène	0.6	0.4	—	1.4	1.2
Apatite	3.0	indet.	indet.	indet.	—
Pyrite	—	0.3	—	—	—
Calcite+Chlorite	—	0.5	—	4.2	1.4

La ségrégation par cristallisation a accompli une variabilité considérable dans cette intrusion. Les variétés plus mélancrates contiennent du plagioclase associé à l'orthose prédominante (Pl. I. fig. 1 et 2). Dans les variétés plus claires le plagioclase disparaît et la quantité d'orthose et de néphéline augmente. Les produits extrêmes de différenciation locale forment les traînées d'un caractère de syénites analcimiques holo-leucocrates à néphéline. Le rapport de la hornblende à l'augite est variable et indépendant de la valeur des éléments colorés en général.

3. Intrusion de monchiquite de Ticha¹⁾
(p. 803 et 818).

	I.	II.	III.	IV.	V.
Augite	16.2%	17.0%	38.9%	37.1%	6.4%
Aegyrine	0.6	0.3	0.2	0.5	1.8
Hornblende	17.1	13.4	1.8	1.2	9.6
Biotite	16.4	13.9	2.4	2.0	2.7
Oxydes de fer	10.8	9.7	16.0	7.2	1.1
Apatite	9.9	9.7	4.6	3.4	0.9
Sphène	—	—	—	0.5	1.0
Pyrite	—	—	—	—	0.2
Fond microlitique	29.0	36.0	36.1	48.1	76.3

¹⁾ La roche I reçue de M. Pačak, les roches II—V. proviennent de la collection du Muséum d'École Polytechnique à Lwów. Probablement tous ces roches forment une intrusion commune.

L'augite est la plus abondante dans les formes mésocrates et sa valeur diminue aussi bien dans les formes mélanocrates, que leucocrates. La hornblende et la biotite se comportent inversement. L'apatite accumulée abondamment dans les types mélanocrates (ouachitite apatitique), est tout à fait subordonnée dans les types leucocrates. Les oxydes de fer se comportent analogiquement à l'apatite, excepté la forme III, où ils s'accumulent avec une richesse extraordinaire.

4. Intrusion de fourchite de Skoczów (p. 816).

	I.	II.	III.	IV.	V.
Augite	46·8%	37·5%	35·2%	35·7%	18·1%
Hornblende	8·1	10·5	12·4	13·6	26·0
Biotite	3·0	2·0	0·7	0·4	0·3
Oxydes de fer	6·0	4·6	6·7	5·1	4·9
Pyrite	0·6	0·6	1·1	—	0·9
Analcime (limpide)	9·5	11·1	7·3	—	8·9
Fond vitreux	22·2	31·6	35·6	45·2	40·9
Calcite	3·8	2·5	1·0	—	—

La forme I. constitue les bords de l'intrusion. Les formes suivantes II—V. sont successivement plus proches au centre. On voit, que les minéraux colorés, surtout l'augite et la biotite s'accumulent vers le contact; inversement, la hornblende abonde spécialement dans les parties centrales de l'intrusion. Ce phénomène peut être expliqué par le refroidissement et l'échappement plus rapide des substances volatiles (minéralisateurs) dans les parties périphériques de l'intrusion. La calcite provenant de dehors est plus abondante dans ces parties.

5. Intrusion de lugarite de Punców (p. 815 et 823).

	I.	II.	III.	IV.
Orthose	—	—	25·3%	37·2%
Néphéline	—	—	26·7	18·0
Analcime + zéol. diverses	38·0%	52·7%	18·5	23·0
Prehnite	—	—	3·1	3·5
Augite	47·8	34·0	13·5	9·1
Hornblende	7·4	8·9	10·8	5·7
Biotite	0·8	0·3	0·8	2·9
Oxydes de fer	4·7	2·7	0·6	—
Apatite	1·3	1·4	—	—
Sphène	—	—	0·7	0·6

La lugarite grossièrement grenue comme la roche principale de cette intrusion (II), passe vers les bords au type plus riche en éléments colorés à grain plus petit (I békinkinite). La veine claire (III) à grain gros, qui traverse cette intrusion est très riche en néphéline et en orthose, et elle contient les grands prismes automorphes de hornblende brune. Le filon mince (IV) qui pénètre les schistes métamorphisés est encore plus clair et plus riche en feldspath alcalin.

Il est bien sûr que les exemples mentionnés n'épuisent pas toutes les possibilités de différenciation locale dans les intrusions sub-beskidiques. Faute d'affleurements assez nets, qui puissent déceler les relations mutuelles entre les différentes formes de différentes intrusions, il ne nous fut pas possible de rassembler des observations plus nombreuses relatives à cette question. Néanmoins nous pouvons essayer d'établir les caractéristiques les plus générales des tendances de la différenciation locale.

Il faut d'abord souligner la règle générale, que les bords finement cristallins, aphanitiques, souvent sémicristallins de chaque intrusion sont plus riches en éléments colorés, spécialement en augite, accessoirement en biotite ou olivine; le centre d'intrusion est plus clair, à grain beaucoup plus grand et habituellement plus riche en hornblende. Ces différences d'ailleurs ne sont pas généralement très grandes. Ce phénomène est en accord avec la règle établie et expliquée par N. L. Bowen ¹⁾. Nous considérons alors les bordures plus mélanocrates comme produit de consolidation rapide du magma primitif, qui s'introduisait dans les sédiments. Le centre d'intrusion s'est formé des parties du magma, qui restaient fluides plus longtemps et qui étaient poussées de plus en plus loins. A cause de la cristallisation antérieure des éléments colorés la composition de ces parties fluides et mobiles devait changer dans le sens leucocrate. Il est bien sûr, que ces parties devenaient de plus en plus riches en agents minéralisateurs (surtout en eau) et c'est pourquoi la hornblende s'y développait au dépens de l'augite.

¹⁾ N. L. Bowen. The later stages of the evolution of the igneous rocks (Journ. of Geol. Vol. XXIII. Suppl., to No. 8, 1915).

Les cristaux des minéraux colorés ont pu s'accumuler par places, surtout sous l'influence de la gravitation. Si le magma fut remué, les ségrégations locales ainsi formées ont pu se mélanger de nouveau avec le liquide clair, en donnant des traînées et des taches irrégulières, si fréquentes dans les intrusions grenues et plus volumineuses.

N. W. Bowen ¹⁾ discute dans son ouvrage récent la possibilité d'accumulation des minéraux colorés dans les roches filoniennes lamprophyriques, et il voit dans leur structure panidiomorphe une indication, que tous les cristaux des éléments colorés ont existé déjà dans le magma avant son acte d'intrusion. Une telle explication de la genèse des roches lamprophyriques n'est pas d'accord avec nos observations. Dans tous les filons lamprophyriques examinés par nous en détail on peut constater la diminution des cristaux des éléments colorés (augite, hornblende) vers le contact, de sorte qu'au contact même ils prennent généralement un développement microlitique. C'est une preuve, que le magma s'introduisant a été presque entièrement fluide et dépourvu des cristaux d'augite et de hornblende antérieurement formés. L'examen microscopique des parties aphanitiques au contact ne démontre que fort peu de petits phénocristaux d'olivine, plus rarement aussi d'augite, qui se sont formés avant l'acte d'intrusion; pourtant la masse essentielle des minéraux colorés s'est solidifiée spontanément au moment, où le magma a touché les sédiments froids.

Nous observons assez rarement dans notre région les filons clairs qui coupent les roches mésocrates. Leur formation peut être expliquée le plus facilement par l'action de „squeezing out“. Dans un certain stade de consolidation du magma basique les minéraux colorés sont presque totalement développés et les intervalles entre leurs cristaux sont occupés par le liquide leucocrate plus ou moins alcalin et riche en eau. Sous une pression extérieure renforcée, ce liquide peut sortir d'entre les cristaux des minéraux colorés et il peut pénétrer les parties voisines déjà complètement solidifiées. De cette façon se sont formées probablement les petits filons leucocrates (syénitiques) de Pun-

¹⁾ N. L. Bowen. The evolution of the igneous rocks (Princeton 1928 p. 258-273).

ców. Les produits analogues sont très répandus dans les autres régions éruptives magmatiquement apparentées p. ex. dans le gisement théralitique de Duppa u en Bohème¹⁾ dans la région d'Ampasindava à Madagascar²⁾, dans le gisement péridotitique de Kaersut en Groenland³⁾ etc.

Tous les procès discutés jusqu'à présent ne sont pas suffisants, à notre avis, pour expliquer les différences de composition entre diverses intrusions de toute la région sub-beskidique. Il nous semble alors nécessaire d'admettre, que le magma a été déjà différencié avant son irruption dans les sédiments crétacés du géosynclinal carpathique. Cette différenciation antérieure et générale s'est passée probablement dans le premier stade d'évolution du magma sub-beskidique, c'est à dire dans un grand bassin profondément caché, qui a fourni le magma à toutes les intrusions de notre région.

La question de cette différenciation antérieure est évidemment beaucoup plus compliquée et faute d'observations immédiates ne peut être discutée que d'une manière hypothétique. Ce n'est que la discussion de la variabilité de composition chimique de différentes roches qui peut nous donner quelques indications à cet égard. Il faut d'ailleurs remarquer, que les différentes formes des roches chimiquement analysées nous donnent dans sa variabilité l'effet final de la différenciation, c'est à dire l'effet total de deux stades d'évolution.

Dans la littérature pétrographique contemporaine de Suisse et d'Allemagne on se sert usuellement de la méthode de Niggli⁴⁾ dans la représentation graphique de différenciation d'une certaine série lithologique. Nous avons aussi employé cette méthode graphique pour les roches sub-beskidiques. Les coordonnées *si*, *al*, *fm*, *c*, *alk*, nécessaires à la construction du diagramme de Niggli, sont représentées dans le Tabl. III. pag. 785. Le diagramme même est donné

¹⁾ F. Bauer. Petrographische Untersuchung des Duppa uer Theralithvorkommens (Tscherm. Min. Petr. Mitt. XXII. 1903 p. 286).

²⁾ A. Lacroix. Minéralogie de Madagascar II. p. 623, III. p. 188.

³⁾ F. K. Drescher und H. K. E. Krueger Der Peridotit von Kaersut (Groenland) und sein Gangfolge als Beispiel einer Sekretionsdifferenziation (N. Jhrb. f. Min. Abt. A; B. B. LVII. 1928 I. H.).

⁴⁾ P. Niggli. Gesteins- und Mineralprovinzen 1923.

par la fig. 1.; pour le rendre plus simple et plus compréhensible nous avons tracé à côté des lignes brisées, aussi des courbes pour toutes les 4 valeurs al , fm , c , alk par interpolation libre des points représentatifs correspondents. Notons les particularités suivantes de ce diagramme :

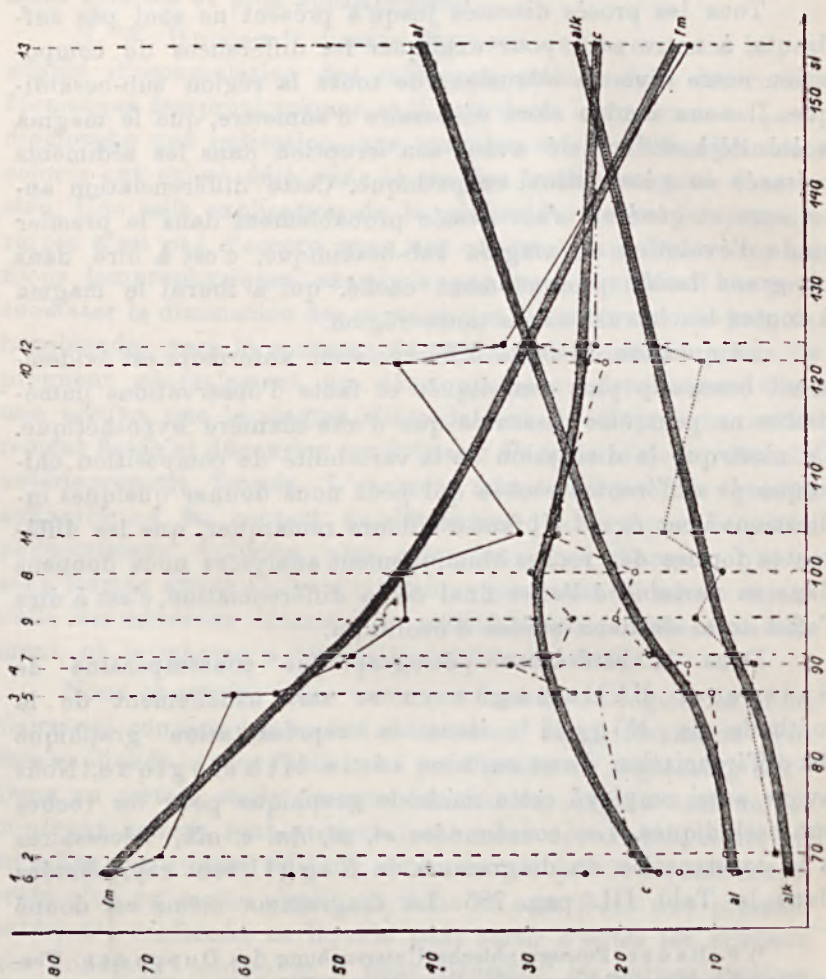


Fig. 1.

1. Les lignes al et fm se croisent dans un certain point (isofalie) qui correspond à $si = 124$. D'après Niggli c'est une caractéristique du type alcalin (sodique) de différenciation.

Les diagrammes des séries lithologiques d'un caractère alcalino-calci que démontrent leur isofalie aux valeurs plus élevées de *si*.

2. La ligne *al* monte continuellement à droite; la ligne *alk* se comporte d'une façon pareille et elle ne s'approche pas du tout de la première. En même temps la ligne *c*, après avoir passé le maximum à *si*=100 descend très doucement à droite. Cela signifie que l'anorthite virtuelle abonde même dans les types les plus clairs.

3. La roche de Ticha (No 6) ne s'accorde point avec le schéma du diagramme, parcequ'elle est extrêmement pauvre en silice et relativement riche en *al*, *c* et *alk*. La cause en est l'abondance extraordinaire d'apatite et d'oxydes de fer. Les roches No. 10. et No. 11. démontrent une discordance beaucoup moins prononcée et peu importante. La première d'entre elles (diabase de Boguszowice) ne possède qu'un faible déficit de silice et elle présente une forme commune alcalino-calci que; dans la seconde (roche de Certův mlýn) le déficit de silice est très grand, ce qui entraîne la formation de néphéline en quantité considérable.

En résumé nous pouvons dire, que la différenciation du magma sub-beskidique montre plusieurs marques toutes particulières. Ayant en général une tendance alcaline à cause de la présence des feldspathoïdes, elle garde toujours une quantité considérable d'anorthite et par conséquent elle s'incline vers le type alcalino-calci que. De plus, lorsqu'elle donne naissance aux types riches en potasse, nous devons souligner, qu'elle embrasse tous les trois rangs établis par Niggli: alcalino-calci que, sodique et potassique.

Quand à la cause de différenciation du magma sub-beskidique il nous semble le plus convenable d'admettre, que c'était surtout la cristallisation fractionnée du magma primitif, qui gouvernait le mode de cette différenciation. Nous acceptons alors en général la thèse de N. L. Bowen fixée et approfondie dans son ouvrage récent „The evolution of the igneous rocks“. Nous supposons, que dans le magma primitif de notre région une cristallisation et une concentration locale de différents éléments étaient la cause principale de son hétérogénéité.

Si nous voulions acquérir des indications sur le sens de cette différenciation par cristallisation il serait profitable de nous servir d'une méthode graphique quelconque. Une méthode pareille raisonnablement employée pourrait nous éclaircir parfois même les questions extrêmement compliquées, dont la résolution par une autre voie semble d'être presque impossible. D'autre part il faut nous rendre compte, qu'en égard à une question si difficile: celle de différenciation, il existe dans chaque méthode graphique plusieurs risques, de représentation trop succincte ou même d'altération du sens véritable. En employant dans notre étude la méthode expliquée ci-dessous, nous avons pleine conscience de toutes ces difficultés et de ces risques. Nous nous servons d'elle pourtant, parce qu'elle nous renseigne sur la question de différenciation d'une façon très intéressante et en même temps conforme à notre conviction personnelle.

Si nous désirons illustrer la différenciation par cristallisation, nous ne pouvons pas appliquer la méthode de Niggli. Les coordonnées *si*, *al*, *fm*, *c*, *alk* ne prennent part à cette différenciation que sous forme des minéraux qu'elles constituent, mais elles mêmes ne peuvent avoir aucune signification réelle. Il est évident, que dans cette différenciation le rôle de *MgO* et *FeO* dans l'olivine n'est pas le même que dans les pyroxènes; *CaO* doit se comporter autrement dans la diopside que dans l'anorthite; la potasse et la soude, unies dans la coordonnée *alk* jouent dans la différenciation des rôles tout à fait différents.

Nous devons alors employer une méthode, qui soit basée sur les valeurs de véritables minéraux des roches. Il serait évidemment préférable d'assortir les minéraux réels de la série lithologique en question. Ce principe peut être réalisé sans difficulté dans les régions occupées exclusivement par les roches grenues, holocristallines, dont la composition minéralogique réelle peut être établie au microscope d'une façon quantitative; mais dans la province sub-beskidique, qui englobe beaucoup de roches microlitiques ou semicristallines, rien de semblable ne peut être tenté, si nous voulions envisager l'ensemble de toute la série des roches en question.

Nous sommes alors forcés d'employer la composition minéralogique virtuelle, calculée des analyses, au lieu de la composition minéralogique réelle. On pourrait se demander si la discordance causée par l'hétéromorphisme des roches sub-beskidiques ne peut diminuer la valeur de nos investigations. Il ne nous semble pas probable que cette discordance soit si fondamentale. Nous admettons, que les éléments virtuels, qui forment donc l'essentiel de la constitution chimique des minéraux réels, possèdent la valeur principale pour la différenciation par cristallisation.

Voici les principes de notre méthode graphique: Dans le système rectangulaire des coordonnées nous prenons pour les abscisses le rapport *Sal*:*Fem* calculé en pourcentages de poids

($x = \frac{Sal}{Sal + Fem} \cdot 100$); la calcite et l'eau sont alors éliminées du calcul. Pour ordonnées nous prenons les valeurs de différents

minéraux essentiels de la composition virtuelle de chaque roche chimiquement analysée: 1) Orthose, 2) Plagioclase (albite + anorthite), 3) Néphéline, 4) Pyroxène (Diopside, éventuellement + Hyperstène + Aegyrine + Wollastonite), 5) Olivine. Les oxydes de fer et l'apatite n'ont aucune valeur générale pour la différenciation et ils peuvent être omis. Les minéraux mentionnés forment complètement la composition virtuelle de toutes les roches sub-beskidiques connues. Dans les séries lithologiques différentes, où les autres minéraux jouent un rôle considérable p. ex. quartz ou leucite, ils doivent aussi prendre part à la construction du diagramme.

Chaque roche analysée possède alors dans le diagramme 5 points représentatifs sur la même verticale pour les 5 minéraux virtuels. Pour rendre le diagramme plus simple nous mettons les minéraux saturés de silice (orthose, plagioclase, pyroxène) au-dessus de l'axe des abscisses, les minéraux non-saturés (olivine, néphéline) au-dessous de cette ligne. Par les points représentatifs de chacun des minéraux nous traçons des courbes, qui représentent les variations de la composition virtuelle dans la série lithologique en question. Le chemin de chaque courbe suivant l'interpolation libre des points, doit être tout à fait continu et autant que possible simple. Ce principe nécessite

généralement les ramifications de différentes courbes dans certains points de leur parcours.

Le tableau IV donne les coordonnées des 13 roches analysées. La fig. 2 présente le diagramme construit à l'aide de ces valeurs. Nous allons discuter les particularités de ce diagramme.

Tabl. IV.

Nr. de l'anal.	1	2	3	4	5	6*)	7	8	9	10	11	12	13
Sal./Fem. ‰	27·3	27·9	34·7	37·3	37·6	44·6	47·3	50·3	55·4	60·6	65·6	73·1	90·0
Orthose . .	6·7	3·9	9·5	9·4	7·2	12·2	10·6	18·9	11·7	11·1	18·3	16·7	34·5
Albite . .	3·1	3·9	10·0	6·3	6·8	12·0	6·2	3·7	13·6	27·3	3·2	23·6	13·1
Anorthite .	15·9	13·3	8·1	14·2	15·9	13·3	18·1	18·3	17·2	18·3	23·3	22·8	25·6
Néphéline	—	5·5	3·7	3·4	6·2	3·4	7·7	6·8	11·1	1·7	18·4	8·0	12·2
Diopside .	19·2	25·7	27·9	33·5	30·9	6·1	24·2	29·9	19·4	18·4	18·6	9·9	4·9
Olivine . .	37·5	30·4	18·3	8·6	19·4	10·8	11·4	4·3	4·9	11·1	2·7	4·7	1·2
Oxydes de fer	10·6	11·3	10·7	10·5	8·2	22·1	9·6	11·7	15·2	7·4	9·8	9·9	3·1

La ligne d'orthose commence à gauche avec les valeurs très petites de ce minéral (env. 4‰) et elle monte continuellement dans le sens droit jusqu'au point correspondant à la valeur de 42‰ environs de Sal:Fem. Ici elle se divise en deux branches: la supérieure correspond aux roches à caractère monzonitique (riches en orthose), l'inférieure aux roches communes avec la prépondérance de la soude sur la potasse.

La ligne de plagioclase à partir du côté gauche est au commencement simple, mais plus loin elle se ramifie en trois branches: 1) La plus basse, correspondante aux roches monzonitiques, 2) la moyenne normale, où le plagioclase domine sur les autres éléments blancs, 3) la plus haute qui monte rapidement à droite, vers la roche No. 10 (diabase de Boguszowice) d'un caractère gabbro-dioritique du magma.

*) L'apatite y est très abondante — 11·8‰.

La ligne de néphéline est très simple dans son parcours et elle démontre une lente augmentation de la valeur de ce minéral dans la direction leucocrate. Elle possède donc aussi deux ramifications: une qui s'approche de zéro, est déter-

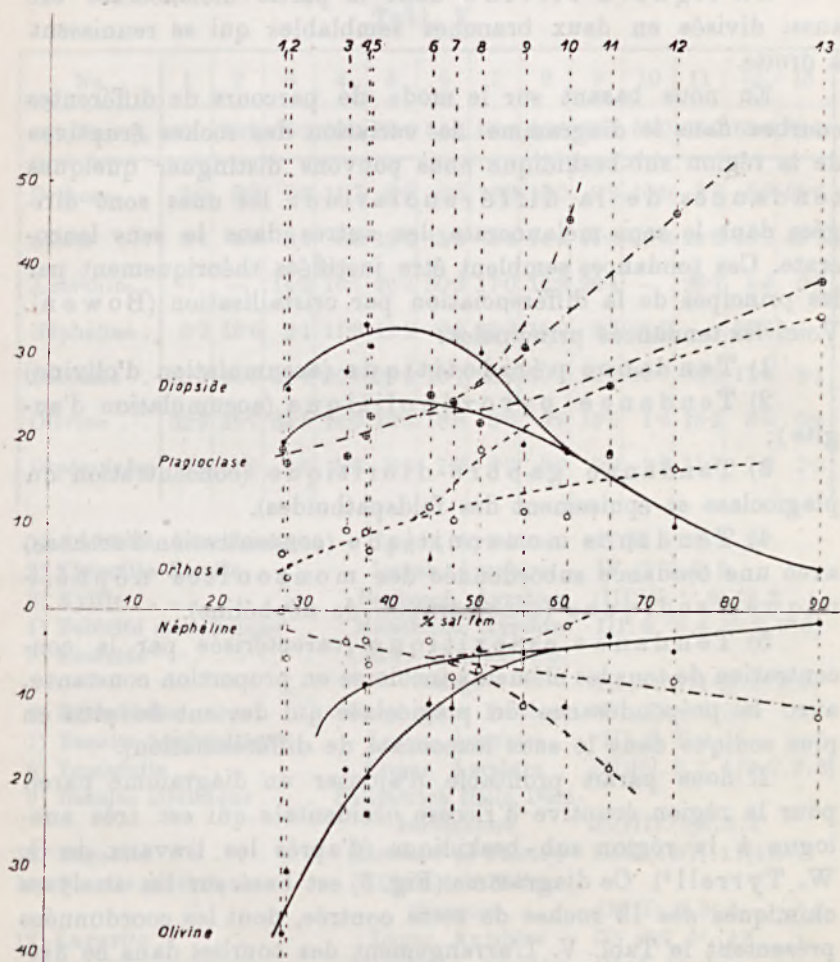


Fig. 2.

minée par le diabase de Boguszowice, qui ne contient que les traces des feldspathoïdes; l'autre court vers la roche No. 11 (monzonite néphélinique sodique de Ćertaw młyn) relativement très riche en néphéline.

La ligne de diopside forme deux branches dans la partie gauche du diagramme; la supérieure nommée pyroxénolitique et l'inférieure péridotitique. A droite, parmi les roches leucocrates, ces deux branches se confondent dans une seule.

La ligne d'olivine dans la partie mélanocrate est aussi divisée en deux branches semblables qui se réunissent à droite.

En nous basant sur le mode de parcours de différentes courbes dans le diagramme de variation des roches éruptives de la région sub-beskidique nous pouvons distinguer quelques tendances de la différenciation: les unes sont dirigées dans le sens mélanocrate, les autres dans le sens leucocrate. Ces tendances semblent être justifiées théoriquement par les principes de la différenciation par cristallisation (Bowen). Voici les tendances principales:

- 1) Tendance péridotitique (accumulation d'olivine)
- 2) Tendance pyroxénolitique (accumulation d'augite);
- 3) Tendance gabbro-dioritique (concentration du plagioclase et épuisement des feldspathoïdes).
- 4) Tendance monzonitique (concentration d'orthose) avec une tendance subordonnée des monzonites néphéliniques sodiques (concentration de néphéline).
- 5) Tendance essexitique (caractérisée par la concentration de tous les éléments incolores en proportion constante, avec la prépondérance du plagioclase qui devient de plus en plus sodique dans le sens leucocrate de différenciation).

Il nous paraît profitable d'ajouter un diagramme pareil pour la région éruptive d'Écosse occidentale qui est très analogue à la région sub-beskidique (d'après les travaux de G. W. Tyrrell¹⁾). Ce diagramme (Fig. 3) est basé sur les analyses chimiques des 13 roches de cette contrée, dont les coordonnées présentent le Tabl. V. L'arrangement des courbes dans ce dia-

¹⁾ G. W. Tyrrell. The late paleozoic alkaline igneous rocks of the West of Scotland (Geol. Mag. 1912 D. V. V. IX. 2, 3).

G. W. Tyrrell. The Bekinkinite of Barshaw and the associated rocks (Geol. Mag. 1915 D. VI. V. II. 613, 614).

G. W. Tyrrell. Classification and age of the analcite-bearing igneous rocks of Scotland (Geol. Mag. 1923 p. 249—260).

gramme démontre en général certaines ressemblances, mais aussi certaines différences en comparaison avec le diagramme des roches sub-beskidiques. Citons les particularités suivantes des roches d'Écosse occidentale.

Tabl. V.

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Sal./Fem %	15.1	28.5	35.1	50.4	52.4	54.6	56.4	59.6	63.5	65.0	65.2	68.6	81.5
Orthose .	5.0	8.9	7.2	11.7	8.9	2.8	14.5	15.0	8.3	10.0	8.3	8.9	25.6
Albite . .	3.1	5.8	3.7	8.9	13.6	11.0	8.4	14.4	17.8	28.8	29.3	26.2	49.2
Anorthite .	—	—	14.7	16.1	16.4	30.3	17.0	12.8	26.4	—	26.7	4.4	3.3
Néphéline .	6.2	13.6	9.1	11.9	12.5	6.8	13.3	15.2	9.7	21.9	—	25.6	—
Diopside .	20.7	42.5	24.7	26.7	23.2	15.1	28.2	20.7	12.7	19.7	8.2	17.0	8.1
Olivine . .	52.9	15.7	34.5	14.3	13.6	18.8	3.8	6.9	15.6	1.4	13.2	3.3	0.4
Oxydes de fer	6.3	11.9	3.8	5.8	8.6	7.2	8.8	9.2	5.8	9.3	11.7	7.8	7.2

- 1) Péridotite hornblendique Lugar, Ayrshire IV(V) 1'.4.1'.2
- 2) Théralite-Pierite Lugar, Ayrshire IV. 2.2.2.2
- 3) Kyllite Benbeoch, Ayrshire (III)IV.1'.3'.2.2
- 4) Dolérite essexitique Mauchline, Ayrshire III.6.'3.4 [2.2.2.3]
- 5) Essexite Crow, Lennoxtown, Glasgow III.6.'3.4 [2.2.2.3]
- 6) Békininite Barshaw n. Paisley III.(5)6'.4.(4)5
- 7) Basalte teschénitique Lugar, Ayrshire 'III.6.'3.4
- 8) Teschénite Lugar, Ayrshire (II)III.6.2.4 [2.2.2.3]
- 9) Basalte olivinique Killpatrick Hills, Dum-bartonshire II(III).(5)6.3.4'
- 10) Lugarite Barshaw n, Paisley II(III).6(7).1.(4)5
- 11) Basalte olivinique Killpatrick Hills, Glasgow II(III).5.3'.4
- 12) Lugarite Lugar, Ayrshire II'.(6)7.1'.(4)5
- 13) Syénite analcimique Mauchline, Ayrshire 'II.5.1'.4

L'orthose est en général moins abondante que dans les roches sub-beskidiques. La ligne principale à partir des péridotites monte très doucement aux lugarites, qui sont les roches remarquablement sodiques. La branche supérieure de cette ligne, qui en passant par les teschérites propres se dirige vers la

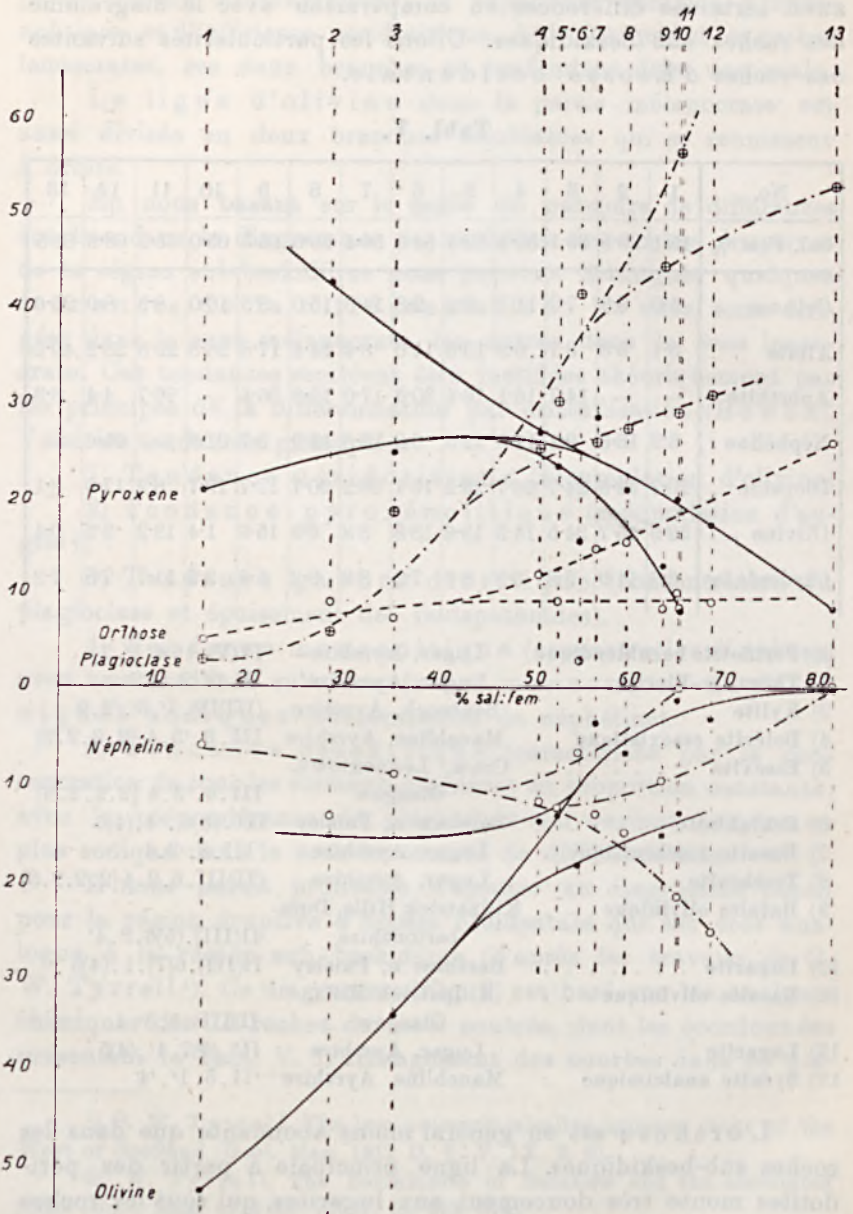


Fig. 3.

syénite analcimique, est caractérisée par l'augmentation plus rapide de la teneur en orthose et elle est comparable à la tendance monzonitique de la région sub-beskidique.

Le plagioclase s'accumule beaucoup plus fortement et il se partage en trois branches. De la branche principale qui monte rapidement vers les basaltes oliviniques se dégage une autre qui se dirige vers la syénite analcimique en s'appauvrissant en anorthite. La branche inférieure passe aux lugarites, qui sont presque dépourvues de l'anorthite.

La néphéline possède une ligne ramifiée en trois bras. Deux sont caractérisés par la tendance d'épuisement de ce minéral, la troisième monte rapidement aux lugarites, qui sont très riches en feldspathoïdes.

Le pyroxène et l'olivine donnent les courbes de variation très analogues. Les courbes principales courent à partir de la péridotite à la syénite analcimique. Chacune d'entre elles possède deux ramifications: une dans le sens mélanocrate est caractérisée par l'abondance de pyroxène et une quantité réduite d'olivine (tendance pyroxénolitique); l'autre dans le sens leucocrate, déterminée par les basaltes oliviniques, démontre la prépondérance d'olivine sur le pyroxène. Nous pouvons remarquer, qu'en général ces deux minéraux se comportent réciproquement d'une façon antagonique: dans les roches riches en olivine le pyroxène recule et inversement, en présence de grandes quantités de pyroxène l'olivine est réduite.

La comparaison de la province écossaise avec la province sub-beskidique donne les différences suivantes. L'orthose est moins abondante dans la première et les tendances de sa concentration sont beaucoup plus faibles. Le plagioclase des roches d'Écosse, qui, excepté les roches mélanocrates, domine toujours considérablement sur l'orthose, devient dans les types leucocrates pauvre ou même complètement dépourvu d'anorthite, ce qui n'a pu être constaté dans les roches sub-beskidiques analysées chimiquement. La quantité de néphéline est en Écosse moins constante, que dans les roches sub-beskidiques. L'olivine est plus abondante dans les types écossais et elle peut s'accumuler tellement dans les types holomélanocrates, qu'elle peut fournir de véritables péridotites. Néanmoins nous pouvons remarquer, qu'en général la disposition de différentes

lignes et leur mode de ramification possèdent un caractère commun dans les deux régions en question. Dans l'une et l'autre nous trouvons les roches alcalino-calciques à côté des roches alcalines, liées ensemble dans un tout.

Revenons maintenant à la discussion du diagramme de variation des roches sub-beskidiques et dirigeons notre attention sur les points de ramification de différentes courbes. Il est facile à reconnaître que tous ces points sont groupés dans l'espace du diagramme entre les valeurs 42^o—60% du rapport Sal:Fem. Ces points de ramification donnent le commencement aux tendances mentionnées de la différenciation du magma primitif. Il nous semble alors vraisemblable que précisément dans cette partie du diagramme doive se trouver ce magma primitif de la région sub-beskidique. La composition virtuelle probable peut être établie d'une manière approximative à l'aide du même diagramme.

Orthose	10—15%
Plagioclase ($Ab_1 An_1 - Al_1 An_3$)	20—35 "
Néphéline	5—8 "
Diopside	20—30 "
Olivine	4—12 "
(Oxydes de fer)	environs 11 "

Avec la même probabilité nous pouvons déduire approximativement les paramètres de ce magma primitif III.(5)(6). 3.4[2.2.2.2].

Ce sont donc les paramètres d'un magma gabbroessexitique¹⁾.

¹⁾ Également en s'appuyant sur le diagramme de variation des roches éruptives d'Écosse occidentale nous pouvons admettre, que le magma primitif de cette région trouve sa place aussi dans la partie centrale et mésocrate du diagramme (40—56% Sal:Fem.). Sa composition virtuelle approximative doit probablement montrer la composition suivante.

Orthose	8—10%
Plagioclase ($Ab_3 An_4 - Ab_1 An_3$)	20—35 "
Néphéline	7—13 "
Pyroxène	20—25 "
Olivine	12—20 "
(Oxydes de fer)	7—9 "

Les paramètres admissibles III.6.8.4[2.8.2.2] sont très voisins des paramètres du magma primitif hypothétique de la région sub-beski-

La discussion des diagrammes de variation nous conduit à cette hypothèse: que les différentes formes des roches sub-beskidiques dérivent d'un commun magma primitif gabbroessexitique par voie de différenciation par cristallisation. Nous acceptons alors la thèse de Bowen qui considère la cristallisation fractionnée comme l'agent principal de la différenciation en général. Nous ne pouvons pas nous aventurer plus loins dans les considérations détaillées sur le mode dont se sont passés les procès de cette différenciation, et pourquoi ils ont conduit précisément aux tendances que nous avons distingué. Nous devrions tourner continuellement dans la sphère des hypothèses et des conjectures, qui pourraient avoir un fondement théorique plus ou moins justifié, mais qui ne pourraient être vérifiées d'aucune manière. Nous venons indiquer seulement une circonstance d'une valeur plus générale, liée étroitement à la question de différenciation.

La plupart des pétrographes contemporains accepte cette hypothèse, que le magma principal et originel possède un caractère basaltique commun et que toutes les roches éruptives sans exception ne sont que les dérivés de ce magma basaltique. On peut se demander alors, quelles sont les relations du magma primitif sub-beskidique avec le magma basaltique originel. Les paramètres d'un magma basaltique normal sont à peu près III.5.3.4; ceux du magma subbeskidique hypothétique III.(5)(6).3.4. Il résulte donc que la seule différence consiste dans le déficit de silice dans le magma sub-beskidique, ce qui entraîne la formation inévitable des feldspathoïdes. Pour déduire alors le magma sub-beskidique du magma basaltique normal il n'est pas nécessaire d'admettre aucune transformation profonde; il suffit simplement de soustraire une partie de silice, pas trop grande d'ailleurs. Ainsi devient justifiée l'hypothèse que le magma sub-beskidique s'est développé du magma basaltique normal par sa désilification.

dique. Cependant à cause de la quantité plus petite d'orthose et du déficit de silice plus prononcé il nous semble préférable d'employer le terme magma gabbro-théralitique comme définition du caractère chimique du magma primitif d'Écosse occidentale.

R. Daly¹⁾ a posé cette thèse que le magma basaltique normal peut subir une désilification à cause de l'assimilation des roches calcaires et qu'il donne par sa différenciation subséquente les dérivés alcalins à feldspathoïdes. N. L. Bowen (loco cit.) était auparavant l'adversaire absolu de cette thèse mais dans son dernier ouvrage il avoue, que la formation des roches à feldspathoïdes par cette voie n'est pas impossible dans certains cas; pourtant il soutient, que le plus fréquemment, il n'est pas nécessaire d'admettre une assimilation pour faire expliquer la genèse de ces roches et qu'elles peuvent se former aussi bien par la voie de la différenciation par cristallisation. Hommel²⁾ tente à expliquer la désilification des dérivés leucocrates par la transformation de l'olivine en métasilicates.

Nous reconnaissons que les roches sub-beskidiques peuvent dériver du magma basaltique par voie de la cristallisation fractionnée, suivant les principes de Bowen. Cependant nous ne pouvons pas nier, que l'hypothèse de Daly puisse nous expliquer le passage du magma basaltique au magma gabbro-essexitique. Il faudrait alors attribuer une valeur toute spéciale au diabase de Boguszowice, qui est caractérisé par le type basaltique presque normal de son magma, comme nous l'avons signalé plusieurs fois. Il pourrait donc constituer la roche la plus rapprochée du magma basaltique primitif.

M. Pacak accepte l'hypothèse de Daly et il voit dans l'assimilation des sédiments calcaires le moteur principal de différenciation du magma sub-beskidique. Il en cherche de preuves dans l'existence de calcite, des zéolites, de la prehnite etc. dans les roches en question. Dans un des chapitres précédents nous avons souligné que ces minéraux ne peuvent être considérés comme les produits d'une véritable assimilation magmatique (Voir p. 777). Il nous semble en général que le rôle d'assimilation a été fortement exagéré par cet auteur.

D'après nos recherches nous arrivons à cette conclusion, que les preuves directes, de l'assimilation des sédiments calcaires quelconques par le magma, manquent complètement. Même

¹⁾ R. A. Daly. Origin of the Alkaline Rocks. (Bull. Geol. Soc. An. XXI. 1910). Igneous rocks and their origin. 1914.

²⁾ W. Hommel. Grundzüge der systematischen Petrographie auf genetischer Grundlage (Berlin 1919).

si une assimilation du calcaire par le magma primitif basaltique a eu réellement lieu dans notre région, il nous semble, que son rôle était relativement très modeste, borné à une désilification assez faible de ce magma. Cette assimilation n'a pu toucher les schistes marneux du Crétacé de Cieszyn, en contact avec des intrusions minces et relativement froides, remplies par le magma déjà partiellement différencié. La possibilité d'une assimilation n'existe que dans des profondeurs plus considérables, probablement au sein d'un réservoir magmatique, dont la place, les dimensions, les alentours et les circonstances en général resteront pour nous inconnus.

Explication des planches.

Planche I.

1. Teschénite monzonitique de Marklowice (variété à grain gros). Grandeur naturelle.
2. Teschénite monzonitique de Marklowice (variété à grain fin) Grand. nat.
3. Syénite néphélinique de Punców. Grand. nat.
4. Békinkinite de Rudów. Grand. nat.
5. Teschénite essexitique de Dziengielów. Grand. nat.

Planche II.

1. Les schistes de Cieszyn métamorphisés au contact avec la teschénite monzonitique de Marklowice (Coupe transversale) Grand. nat.
2. Monchiquite de Grodziec tachetée d'analcime. Grand. nat.
3. Diabase de Boguszowice. Grand. nat.
4. Palackite de Mistrzowice traversée par une veine brune riche en calcite. Grand. nat.

Planche III.

1. Picrite de Lgota. Les cristaux d'olivine un peu arrondis et en partie altérés sont moulés poecilitiquement par une grande plage de hornblende brune. (Grossissement 12, lumière naturelle).
2. Monchiquite de Międzyrzecze riche en olivine et l'augite bordée de la hornblende brune. (Gross. 32, lum. nat.).
3. Monchiquite olivinifère de Marklowice. Les pseudomorphoses de l'olivine plongées dans une pâte riche en microlites d'augite moulés par l'analcime et les feldspaths. (Gross. 30, lum. nat.).
4. Les amygdales de la calcite dans la roche de Grodziec. (Gross. 10, lum. nat.).
5. Le contact de la monchiquite de Grodziec avec les schistes marneux. Les amygdales calcitiques et de petites pseudo-

morphoses d'olivine plongées dans une pâte vitreuse presque opaque. (Gross. 15, lum. nat.).

6. Ouachitite apatitique de Ticha. Les grands prismes hexagonaux de l'apatite sont troubles et bordés d'une lisière limpide très mince. Ils sont enveloppés poecilitiquement par une grande lame de biotite. Le fond vitreux zéolitisé renferme plusieurs prismes minces de l'augite et les baguettes limpides de l'apatite. (Gross. 32, lum. nat.).

Planche IV.

1. Diabase de Boguszowice. Un grain irrégulier de l'augite (au dessous à droite) coupé par une lamelle du plagioclase trouble (tendance ophitique de structure). (Gross. 24, lum. nat.).

2. Camptonite de Simoradz. Magnétite forme un treillis délicat au fond de petites lamelles du plagioclase. (Gross. 32, lum. nat.).

3. Veine riche en calcite dans la palackite de Mistrzowice. Les tablettes du labrador plongées dans la pâte microgrenue de calcite. (Gross. 15, Nicols croisés).

4. Monzonite néphélinique de Pastwiska. Un cristal automorphe de l'augite titanifère moulé par un mélange clair d'orthose sodique et de pseudomorphoses néphéliniques fibreuses. (Gross. 30, lum. nat.).

5. Békinkinite de Biała. De grandes plages de la hornblende brune (très foncée) englobent poecilitiquement de petits prismes de l'augite. (Gross. 15, lum. nat.).

6. Une traînée mélanocrate microcristalline dans la teschénite monzonitique de Kocobędz. (Gross. 15, lum. nat.).

Planche V.

1. Monchiquite de Jasienica. Les cristaux automorphes de l'augite et de la hornblende sont cimentés par la pâte vitreuse, trouble et chargée des microlites. Ça et là apparaissent les plages irrégulières du labrador très frais. (Gross. 30, lum. nat.).

2. Fourchite de Boguszowice. Les prismes augitiques sont caves au centre. Le fond trouble est constitué par la pâte analcimique riche en microlites. (Gross. 35, lum. nat.).

3. Fourchite de Boguszowice. La pâte claire analcimique est très riche en microlites des feldspaths indéterminables, de la hornblende et de la biotite. Les petites baguettes de l'apatite pénètrent les cristaux de l'augite et de la hornblende. (Gross. 15, lum. nat.).

4. La même roche. Une prisme automorphe de la hornblende, resorbée aux bords et frangée de l'augite mélangée d'oxydes de fer. (Gross. 30, lum. nat.).

5. Fourchite de Ticha. Une baguette de hornblende fortement corrodée par la pâte alcaline. Le sphène aciculaire et l'augite

aegyrienne disséminés dans cette pâte résultent de cette réaction chimique. (Gross. 35, lum. nat.).

6. Fourchite de Skoczów. Le fond vitreux trouble passe aux plages limpides de l'analcime pure, qui renferme les cristaux intacts de la hornblende et les lamelles de biotite. (Gross. 30, lum. nat.).

Planche VI.

1. Fourchite de Skoczów. L'analcime limpide automorphe vers la calcite (grisâtre, au milieu de l'image). (Gross. 30, lum. nat.).

2. Teschénite altérée de Kocobędz. Les pseudomorphoses de l'augite automorphe sont occupées par la chlorite pâle ponctuée de léucoxène. (Gross. 35, lum. nat.).

3. Ouachitite de Stanisławice. Une grande lame de biotite englobe poeciliquement de petits prismes de l'augite, les baguettes de l'apatite et les grains des oxydes de fer. (Gross. 15, lum. nat.).

4. Syénite analcimique de Punców. Les tablettes limpides d'orthose sodique et les pseudomorphoses automorphes de néphéline (section rectangulaire à droit) sont moulées par l'analcime trouble. (Gross. 30, lum. nat.).

5. Syénite néphélinique de Punców. L'augite aegyrienne (à structure en sablier), la hornblende brune en forme de baguettes très allongées et le sphène se détachent d'un fond clair constitué par les pseudomorphoses fibro-lamellaires de néphéline et par l'orthose pulvérulente. (Gross. 46, lum. nat.).

6. Gautéite natrolitique de Kocobędz. Un phénocrystal du feldspath (andésine analcimisée au centre, l'orthose sodique aux extrémités) est plongé dans une pâte riche en microlites de l'orthose sodique et en agrégats fibreux de la natrolite. (Gross. 35, lum. nat.).

Carte des gisements des roches éruptives subbeskidiques.

La partie occidentale (moravienne) d'après M. Pacak, la partie orientale (Silésie polonaise) d'après l'auteur. La partie centrale (Silésie tchécoslovaque), qui n'était examinée en détail ni par M. Pacak ni par l'auteur, est complétée d'après la carte manuscrite de V. Uhlig (Geologische Reichsanstalt, Wien 1886, 1887).

Table des matières.

	Page.
Introduction	749
Mode de gisement	751
Minéraux des roches sub-beskidiques	754
Structure	768
Mode de consolidation	772
Composition chimique	777
Classification des roches sub-beskidiques	785
Description de différents types	794
Picrite	794
Békinkinite mélanocrate	796
Ankaratrite limburgitique riche en olivine	796
Monchiquite olivinique mélanocrate	798
Monchiquite mélanocrate pauvre en olivine	800
Fourchite mélanocrate	802
Ouachitite apatitique	803
Diabase (Dolérite)	804
Camptonite	806
Palackite	806
Teschénite théralitique	808
Teschénite essexitique	809
Teschénite monzonitique	811
Békinkinite et lugarite	814
Monchiquite olivinifère mésocrate	815
Fourchite mésocrate	816
Ouachitite mésocrate	819
Syénite alcaline	820
Syénite analcimique sodique	821
Syénite analcimique à néphéline	821
Syénite néphélinique	823
Gautéite natrolitique	825
Différenciation du magma de la région sub-beskidique	826
Explication des planches	847