

T. WIESER

OFIOLIT Z OSIELCA

(Tab. XVI)

Офиолит из Осельца

(Таб. XVI)

The Ophiolite from Osielec

(Pl. XVI)

Streszczenie. W środkowym eocenie magurskim występują bloki egzotyczne skały ofiolitowej, złożonej z albitu, amfibolu, epidotu i chlorytu o budowie prazynitowej. Zbliżają się one składem i strukturą do dolno-kredowych ofiolitów alpejskich lub późno-paleozoicznych ofiolitów słowackich.

I. Wstęp

Wśród skał należących do fliszu karpackiego spotykane są dość liczne osady gruboklastyczne, dostarczające wiele ciekawych danych odnośnie poznania budowy Prakarpat. W skład tych osadów wchodzi polimiktyczne zlepienie i brekcje, w których zawarte fragmenty skał prakarpackich, poza swą dużą różnorodnością, cechują się ogólnie niskim stopniem obróbki mechanicznej i brakiem silniejszych zmian wietrzennych. Te ostatnie cechy, wskazujące na krótki hiatus pomiędzy rozpadem litej a jej sedymentacją, czynią, że materiał ten jest zupełnie przydatnym do wykorzystania go dla celów analizy mikroskopowej lub chemicznej.

Jak wynika z obecnego stanu badań nad egzotykami, da się zauważyć wyraźny związek pomiędzy rozmieszczeniem różnych petrograficznie typów skał, a ich przynależnością do pewnych jednostek tektonicznych lub równych wiekiem warstw, a nawet zespołów facjalnych w obrębie tej samej jednostki tektonicznej. Dotychczasowe badania nad egzotykami, znajdujące się na razie w stadium początkowym, obejmowały przeważnie region należący do serii śląskiej, oraz wiekowo — warstwy kredowe. Mało natomiast uwagi poświęcono nie mniej interesującym i licznym egzotykom pochodzącym z serii magurskiej.

Korzystając z uprzejmości prof. M. Książkiewicza miałem możliwość poznania skały egzotycznej, pochodzącej z tej serii i należącej do typu nieznanego dotąd wśród egzotyków karpackich, a zatem

stanowiącej pewien dalszy przyczynek do rekonstrukcji trzonu krystalicznego Prakarpat.

Zebrane w r. 1948 przez prof. M. Książkiewicza i użyczone mi do opracowania próbki skały egzotycznej, pochodzą z wielkiego bloku skalnego, o średnicy przeszło dwumetrowej, znajdującego się w potoku Osielczyk, na północ od miejscowości Osielec, koło Makowa. Blok ten tkwi wśród zlepieńców i piaskowców, których pozycja stratygraficzna i tektoniczna wskazuje niewątpliwie na przynależność do środkowo-eoceńskich warstw serii magurskiej. Charakterystyka mikroskopowo-petrograficzna tej skały omówiona została w niżej załączonej części opisowej.

II. Część opisowa

Opracowana skała, swym zewnętrznym wyglądem, przypomina «zzieleniałą», zasadową skałę magmową. Skutkiem średnioziarnistego rozwoju jej składników, już makroskopowo dadzą się w niej wyróżnić: jasnozielone (od wrostków epidotu) skałenie i ciemnozielone amfibole. Ułożenie składników, w szczególności amfiboli nadaje skale niewyraźną tekturę równoległą, w odmianie stojącej na pograniczu między masywną a łupkową.

W płycie cienkiej uwidacznia się w tej skale kompleksowa struktura, która w zależności od rozwoju i pokroju składników przechodzi od panującej budowy pojkiloblastycznej, miejscami, w diablastyczną lub drobno-granoblastyczną. Powstanie wspomnianej budowy pojkiloblastycznej wiąże się z gęstym, poikilitycznym przerastaniem albitu, szczególnie przez epidot. Jest to typowy, tzw. sitowy albit i typowa, z jego obecnością związana, budowa prazynitowa. Budowy diablastyczne zjawiają się zwłaszcza w miejscach skomplikowanego, palczastego przenikania się albitu na styku z amfibolem i chlorytem. Struktura granoblastyczna łączy się z pojawieniem lokalnych wydzieleni albitu, kwarcu lub epidotu. W omawianym ofiolicie da się ponadto zauważyć, zwłaszcza przy małych powiększeniach, reliktowa, prawie równoziarnista i bezkierunkowa struktura głębinowych skał magmowych, zatarta przez kataklazę i późniejszą krystaloblastezę składników.

Wśród głównych składników ofiolitu należy wymienić: albit, amfibol, epidot i chloryt; z pobocznych: tytanit, kalcyt, klinzoisyt, zoisyt i kwarc; natomiast z akcesorycznych: ilmenit, leukoksen, hematyt i cyrkon.

Najpospolitszym, bo stanowiącym ok. 65% obj. skały (dokładniej 65,7%, obliczonych drogą pomiarów mikrometrycznych), składnikiem jest plagioklaz, występujący tu w postaci wtórnego, prawie czystego albitu. Minerale ten wykazuje pokrój grubotabliczkowy lub izometryczny. Jest rzadko zbliżniaczony wg prawa albitowego i tylko wyjątkowo wg prawa karlsbadzkiego. Wykazuje liczne zjawiska deformacji, pokruszenia i wtórnego wygojenia (regeneracji) ziarn. Pierwotnie obecny, przypuszczalnie średniozasadowy plagioklaz (sądząc z rodzaju i zawartości wtórnych wrostków), uległ całkowitemu prze-

obrażeniu w zespół epidotowo-serycytowo-albitowy, z nieznaczną domieszką kwarcu, kalcytu i pozostałych minerałów grupy epidotowo-zoisytowej. Epidot skupia się w plagioklazie w jego partiach centralnych, w postaci grudkowatych, ziarnistych skupień, natomiast łuskowy serycyt nie wykazuje prawidłowości w ułożeniu. Ziarna tych «sitowych albitów» są ponadto otaczane i przenikane w postaci zatok lub żyłek przez prawie pozbawiony wrostków (z wyjątkiem rud i sporadycznego serycytu) albit. Między albitem «sitowym», a albitem żyłek, nie ma wyraźnych granic, jedna odmiana przechodzi niedostrzegalnie w drugą. Świadczyć to może za tym, że albit z żyłek powstał nie w związku z «frontem albityzacji», lecz jest raczej autigeniczny, sekrecyjny, związany z kataklazą i regeneracją ziarn plagioklazu. Chemicznie albit jest prawie czystym, kwaśnym ogniem szeregu plagioklazowego, ze średnią zawartością 2—3% An, maks. do 9% An. Obliczenie składu plagioklazu utrudnia jego faliste znikanie światła.

Drugim z kolei, proporcjonalnie do zawartości w skale, składnikiem jest hornblenda (15,9%, wzgl. do 30%, włączywszy część minerałów wtórnych, jak np. epidot, chloryt, powstałych z przeobrażenia amfibolu). W większości przekrojów hornblenda jest w znacznym stopniu zaatakowana przez procesy przeobrazeniowe, wykorzystujące istniejącą sieć szczelinek łupliwości (fig. 1, tabl. XVI). Wśród wtórnych produktów tych przeobrażeń należy przede wszystkim wymienić epidot, chloryt, kalcyt, oraz kwarc i rudy. Do nich niekiedy dołącza się również albit, przenikający rozczepione ziarna hornblendy w postaci żyłek lub na podobieństwo przerostów myrmekitowych, lecz będący, genetycznie, wyraźnie związanym z rozłożonymi ziarnami plagioklazu. W wyższych stadiach przeobrażeń powstaje zbita, pilśniowa mieszanina, głównie epidotu, chlorytu, z domieszką rud i impregnacji kalcytowych i kwarcowych. Ponadto z zawartego przypuszczalnie w hornblendzie dwutlenku tytanu, powstał na skutek reakcji z CaO i SiO₂ (tworzących się drogą reakcji: subst. aktynolitowa + H₂O = chloryt + SiO₂ + CaO), tu i ówdzie widoczny tytanit (fig. 2, tabl. XVI). Własności optyczne mniej przeobrażonych ziarn hornblendy są następujące: wyraźny pleochroizm w barwach: X — jasno-zielonawo-żółta, Y — trawiastzielona z brunatnym odcieniem, prawie oliwkowa, Z — niebieskawo-zielona. Schemat absorpcji: X < Y > Z. Płaszczyzna osi optycznych // do 010. Opt. dodatni w kierunku wydłużenia (c). Z \wedge c = = 20°—21°. Dwójłomność = 0,023. Własności te są zgodne z cechami opt., charakterystycznej dla facji amfibolitów alb.-epidotowych, tzw. nieb.-zielonej hornblendy (=barroisyt geologów austriackich).

Pospolitym składnikiem jest również epidot, zawartość którego da się określić jednakowoż tylko w znacznym przybliżeniu. Zawartość epidotu powstałego z przeobrażonej hornblendy wynosi 6,6% obj. Jest ona niewątpliwie niższa od zaw. związanej z rozkładem plagioklazu, a która nie da się bliżej ustalić ze względu na drobne ziarno pojkilmatów epidotu. Pokrój epidotu jest zmienny, od słupkowego wg osi *b* do izometrycznego. Barwa jego, w zależności od zaw. Fe₂O₃, waha się od bezbarwnej do cytrynowo-żółtej i czyżowo-zielonej, nawet w obrębie

tego samego ziarna. W odróżnieniu od tego epidotu, powstałego z rozkładu amfiboli, epidot tworzący się z plagioklazu posiada barwę lekko brunatnoszarą. Ta odmiana, w przeciwieństwie do pierwszej, występującej osobnikowo, jest drobno rozszkana lub skupiona w drobnych grudkach i większych agregatach ziarnistych. Pleochroizm epidotu jest wyraźny jedynie w silniej zabarwionych, często plamisto, indywidualach. Waha się on między barwami: X — bezbarwna lub lekko brunatno-żółta, Y — bezbarwna lub słabo zielonawo-żółta, Z — cytrynowo-żółta lub lokalnie czyżowo-zielona. Płaszczyzna osi opt. (010). $X \wedge c = 3^\circ$ (lub $Z \wedge 001 = 28^\circ$). $N_\gamma - N_\alpha =$ do 0,036, jest jednak bardzo zmienna, podobnie jak barwy absorbcyjne z zaw. Fe_2O_3 , nawet w obrębie tego samego ziarna (warstwy przyrostu). Maksymalna dwójłomność, jak również kąt $X \wedge c$, wskazują na zawartość (wg diagramu Winchell'a, 1927, p. 355) do ok. 12% wag. Fe_2O_3 , lub 23% subst. $HCa_2Fe_3Si_3O_{13}$.

Do znacznie rzadszych odmian w szeregu zoisytowo-epidotowym należy, znany z niewielu przekrojów, klinozoisyt, o właściwych mu własnościach optycznych: dwójłomność = 0,009, charakterystyczne szaro-błękitne i żółto-zielone barwy anomalne, widoczne w przekrojach bliskich zgodnym z pł. osi opt., a wywołane dużą dyspersją dwusiecznych optycznych. Pleochroizmu brak. Kąt $X \wedge c = -4^\circ$ i dwójłomność odpowiadają zawartości ok. 3% wag. Fe_2O_3 lub 5% $HCa_2Fe_3Si_3O_{13}$. Pokrój klinozoisytu jest wyraźnie słupkowo-tabliczkowy wg osi *b*. Kąt między szczelinkami łupliwości zupełnej wg (001) i niezupełnej (100) pomierzono jako prawie dokładnie wyniósł 115° .

Jako trzecią odmianę z grupy epidotowo-zoisytowej należy wymienić rzadki zoisyt- β , występujący w postaci słupków (wg osi *c*), w przekroju poprzecznym sześciobocznych, z zupełną łupliwością // (010) i niezupełną // (100). Zoisyt zawiera nieliczne wrostki cieczy, poza tym jest całkowicie przezroczysty, bezbarwny. Pł. osi optycznych jest tu równoległa do (001), za tym: $a = Z$, $b = X$, $c = Y$. Optycznie dodatni. Brak anomalii w barwach interferencyjnych. Dwójłomność = 0,006.

Do pospolitszych (6,4% obj.), głównych składników opisywanego ofiolitu należy ponadto chloryt. Mineral ten występuje w wyraźnej łączności z ulegającym rozkładowi amfibolem. Obok zwyczajnych postaci blaszkowych chloryt tworzy również skupienia promienisto-blaszkowe, przypominające sferokryształy. Część tych skupień, być może, jest schlorytyzowanym biotytem. Chloryt, jak już wspomniano, bywa wyraźnie zatokowo przenikany przez albit (fig. 3, tabl. XVI). Własności optyczne jak: pleochroizm w barwach: X=Y — niebieskawozielona, Z — jasno-żółta, dodatni znak optyczny, oliwkowe, anomalne barwy interferencyjne (widoczne jedynie w przekrojach zbliżonych kierunkiem do płaszczyzny osi opt.), wskazują na przynależność chlorytu do penninu. Blaszkki penninu są normalnie przepełnione wrostkami tytanitu, obok rzadszego epidotu i rud.

Do pobocznych składników należy przede wszystkim zaliczyć tytanit, obecny w ilości ok. 3% obj. Występuje on w wyraźnej łączności z chlorytem, pochodzącym z rozkładu amfibolu i ew. biotytu?. W chlorycie, tytanit obecny jest zwykle jako wrzecionowate lub kroplo-

wate, śpiczasto zakończone kryształy (gł. ze ścianami (110) i (123)), w przekroju rombów. Spotykane sporadycznie, większe ziarna tytanitu, posiadają przekrój poprzeczny trapezowy lub trójkątny i zawierają zgodnie ze szczyłkami dobrej łupliwości wg (110) metasomacyjne, blaszkowe wkładki rud (fig. 2, tabl. XVI). Pleochroizm tytanitu jest niewidoczny, mimo dającej się zauważyć blado-brunatnej barwy absorbcyjnej.

Inny z pobocznych składników, kalcyt, podobnie jak kwarc należy do ostatnich produktów zestalania się skały. Obecny jest w postaci ksenomorficznych ziarn, występujących w łączności z kwarcem, bądź wśród produktów przeobrażeniowych w obrębie pseudomorfoz po amfibolu. Zawartość jego nie przekracza 1% obj. skały.

Kwarc występuje jedynie miejscami w nagromadzeniach natury sekrecyjnej (rodzaj «wenitów»), o żyłkowych lub zgoła przypadkowych postaciach. Posiada budowę mozaikową i faliste znikanie światła. Ponadto uderza w nim wysoka zawartość pojkilmatów włosistego rutylu, ziarnistego kalcytu obok normalnych inkluzji cieczy. Zawartość kwarcu wynosi ok. 0,6%.

Z minerałów akcesorycznych, występujących w omawianym ofiolicie, wymienić należy przede wszystkim ilmenit, stanowiący ok. 0,3% obj. i produkt jego przeobrażeń leukoksen (ok. 0,1%), obrastający regularnie, w formie białej, pyłkowej powłoki, ziarna ilmenitu.

Resztę (0,4%) składników akcesorycznych stanowią: blaszkowy hematyt i produkt jego hydratacji getyt, oraz rzadki, izometryczny cyrkon.

III. Ogólne wnioski

Reasumując dane, przytoczone w części opisowej, wyraźnie zarysowuje się stanowisko systematyczne badanego ofiolitu¹. Występująca tu główna asocjacja mineralna: plagioklaz, przynależny do albitu i amfibol, przemawiałaby za uznaniem badanej skały zgodnie z określeniem Grubenmann'a (1911, s. 207) za amfibolit albitowy. Jednakowoż obecność klasycznie wykształconej budowy prazynitowej, będącej odmianą struktury pojkiloblastycznej, a polegającej na poikilitycznym przerastaniu ziarn albitu przez epidot i inne minerały wrostkowe (tzw. albit sitowy) oraz kombinacja mineralna: albit, epidot, klinozoisyt, chloryt, skłania do przyjęcia dla omawianej skały określenia Niggli'ego (1924, vide Gansser, 1937, s. 449 i Streiff, 1939, s. 155) — prazynit. Obecność hornblendy, która wg Gansser'a (l. c., s. 449) i innych z nim cytowanych autorów jest bardzo częsta w prazynitach uzupełnia to określenie nazwą szczegółową — prazynit hornblendowy.

Odnośnie charakteru petrograficznego skały wyjściowej dla ofiolitu, to na podstawie procentowego składu skały: 65% plagioklazu i ok. 30% hornblendy, obecności reliktywnej struktury głębinowych skał

¹ Ogólne określenie dla zielonych, zepimetamorfizowanych, zasadowych skał magmowych.

magmowych i odpowiednich składników akcesorycznych, można przypuszczać, że odpowiadał on skałom o typie gabrodiorytowym. Skały te, przemieszczone następnie do strefy epimetamorfizmu zmieniły swój skład mineralny na skutek selektywnej dyfuzji składników, za pośrednictwem roztworów w przestrzeniach intergranularnych. Dyfuzję tę ułatwiała silna kataklaza skał, której ślady dadzą się jeszcze zauważyć w płycie cienkiej. W efekcie powstała nowa, izochemiczna asocjacja mineralna, lepiej dostosowana do zmienionych warunków fizykochemicznych. Całokształt zmian w składzie mineralnym przedstawić można zgodnie z Turner'em (Turner, 1935, b; Tilley, 1938; vide Turner, 1948, p. 52) w postaci następującego równania: augit (lub hornblenda) + plagioklaz + ilmenit + H_2O = aktynolit + chloryt + epidot + albit + tytanit. Nieobecność aktynolitu na miejscu widocznej w płycie cienkiej, nieb.-zielonej hornblendy, tłumaczyć należy niecałkowitym przebiegiem reakcji, stosownie do szeregu przemian, podanego przez Turner'a (l. c., p. 98) i Eskolę (1939): brunatna hornblenda (facja głębinowa, wysokich temperatur=gabrowa Eskoli) → zwyczajna zielona hornblenda (facja amfibolitowa) → nieb.-zielona hornblenda (facja albitowo-epidotowo-amfibolitowa = epidotowo-amfibolitowa Eskoli) → → aktynolit (facja łupków «zielonych»). Brak aktynolitu może być również spowodowany bezpośrednim rozpadem molekuly aktynolitowej, w obecności zawierających CO_2 roztworów, w myśl reakcji: aktynolit + $CO_2 + H_2O$ = chloryt (bezglinowy) + kalcyt + kwarc, albo też na skutek reakcji: aktynolit + H_2O = chloryt + kwarc + CaO. Za pierwszą alternatywą przemawia obecność kalcytu w ofiolicie, za drugą natomiast współwystępowanie chlorytu z tytanitem, powstałym z połączenia się dwóch pozostałych tlenków, tj. CaO i SiO_2 z TiO_2 (z rozkładu hornblendy, por. str. 56). Uwzględniając te dwie reakcje i stosunki ilościowe składników wydaje się, że widoczna w badanej skale równowaga chemiczna zdaje się skłaniać w kierunku dalszych zmian w składzie mineralogicznym na drodze reakcji: augit (hornblenda) + plagioklaz + ilmenit + H_2O → nieb.-zielona hornblenda + chloryt + epidot + albit + tytanit + $H_2O + CO_2$ → 2chloryt + epidot + albit + kwarc + kalcyt + 2tytanit. Dające się przy tym zauważyć stopniowe przejście hornblendy w chloryt i pozostałe produkty przeobrażeń, przemawia za przeobrażeniem w obecności nieznacznej ilości CO_2 (niska zawartość kalcytu) i dużej zawartości H_2O uniemożliwiającej powstanie aktynolitowego stadium przejściowego.

Po porównaniu powyższych opisów ofiolitu z Osielca z opisami innych, podobnych ofiolitów, rzuca się w oczy zupełna zgodność z pewnymi odmianami prazynitów alpejskich, opisanych wyczerpująco przez cytowanych już geologów szwajcarskich (Ganisser, Streiff). Ofiolity alpejskie, uważane są przez nich za zepimetamorfizowane odpowiedniki diabazów, gabr, diorytów, itp. skał, wieku dolno-, wzgl. środkowokredowego. Szukając pokrewieństwa w bliżej położonych regionach, stwierdzić można brak analogonów wśród opisanych egzotycznych skał prakarpackich. Podobnie, poznane dzięki pracom W. Pawlicy (1914), S. Jaskólskiego (1924) i S. Kreutza (1938) amfibolity tatrzańskie

są skałami zupełnie odmiennego typu petrograficznego. Bardziej na południe, w najbardziej wewnętrznej strefie Karpat Zachodnich, występują według V. Zoubka zasadowe skały wybuchowe, które opisane zostały, m. i., z okolicy Dobszyny przez J. Woldřicha i z okolicy Koszyc przez L. Zelenkę i A. Matejkę (vide V. Zoubek, 1936, s. 215). W tamtejszych seriach różnych fylitów serycytowych, chlorytowych, kwarcowych, grafitowych występują, obok porfiroidów, pasma zepimetamorfizowanych diabazów i ich tufów (ofiolitów), a także gabra, dioryty, serpentynity, miejscami wykształcone w facji amfibolitowej.

Podobnie jak kredowe ofiolity alpejskie i przedkarbońskie ofiolity karpackie, również i skałę z Osielca, na zasadzie konwergencji w rozwoju stratygraficznym, uważać należy, za erupcję prim-orogenezną, która uległa późniejszej, dyzlokacyjnej epimetamorfozie w czasie jednego z ruchów orogenetycznych, obejmujących pasmo Karpat.

LITERATURA — BIBLIOGRAPHY

1. P. Eskola (1939): Die Entstehung der Gesteine (Barth, T. F. W., Correns C. W., Eskola P.), Berlin 1939. — 2. A. Gansser (1937): Der Nordrand der Tambodecke. *Schw. Min. Petr. Mitt.*, Bd. 17, 1937. — 3. U. Grubenmann (1911): Die kristallinen Schiefer, 2 Aufl., Berlin 1911. — 4. U. Grubenmann u. P. Niggli (1924): Die Gesteinsmetamorphose, Berlin 1924. — 5. S. Jaskólski (1924): O amfibolitach tatrzańskich i ich pochodzeniu — Les Amphibolites de Monts Tatra et leur origins. *Bull. de l'Acad. Pol. d. Sc. et d. Let.*, Sér. A, Kraków 1924. — 6. S. Kreutz (1938): O metamorfozie skał amfibolitowych tatrzańskich — Sur la métamorphose des roches amphibolitiques des Tatra. — O amfibolitach tatrzańskich (II) — Sur la métamorphose des roches amphibolitiques des Tatra (II). *Bull. de l'Acad. Pol. d. Sc. et d. Let.*, Sér. A, Kraków 1914. — 7. W. Pawlica (1914): Północna wyspa krystaliczna w Tatrach. *Rozprawy Wydz. Mat.-przyr. Akad. Umiej.*, Ser. A, Kraków 1914. — 8. V. Streiff (1939): Geologische Untersuchungen im Ostschanis (Graubünden). *Mitt. aus d. Geol. Inst. d. Eidg. Hochschule u. d. Univ. Zürich*, 1939. — 9. F. J. Turner (1948): Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. *Memoir of the Geological Soc. of Am.*, 30, 1948. — 10. N. H. Winchell and A. N. Winchell (1927): Elements of optical mineralogy, New York 1927. — 11. V. Zoubek (1936): Poznámky o krystaliniku západních Karpat — Bemerkungen über das Kristallin der Westkarpathen. *Věstník stat. geol. úst. Č. S. R.*, Roč. XII, č. 5., Praha, 1936.

РЕЗЮМЕ

Офиолитовая скала найденная профессором К с и о н ж к е в и ч е м в виде громадных глыб в Осельце (в. Макова, западные флишевые Карпаты), происходит из среднеэоценовых, крупнообложённых отложений магурского покрова. На основании микроскопических исследований эта скала может быть точнее определенная, как альбитовый амфиболит или как роговообманковый празинит (по швейцарским петрографам). За принятием последнего определения наклоняет: типически образованное празинитовое строение и минеральный состав: альбит, минералы группы эпидот — циозит, хлорит, роговая обманка барраузитового типа, рядом с редким титанитом, кальцитом, кварцом, ильменитом, леукоксоном, хематитом и цирконом. Сохра-

ненная, реликтовая структура глубинных пород указывает на возникновение путём эпитаморфизма пород рода габбродпоритов. Аналогами описанной породы являются разработанные Гансером (1937) и Стрейффом (1939) альпийские офиолиты или офиолиты карпатские, познанные благодаря работам Вольджиха и Зубка.

На основании конвергенций стратиграфического развития в альпийско-карпатской дуге, можно считать офиолит из Осельца примореченической эрупцией, отвечающей или ниже меловым альпийским офиолитам или докарбонским офиолитам Внутренних Карпат.

Геологический Институт Ягеллонского Университета в Кракове.

SUMMARY

Abstract. The rock found in the Middle Eocene represents a variety of the ophiolite approaching hornblende prasinites of the Swiss Alps.

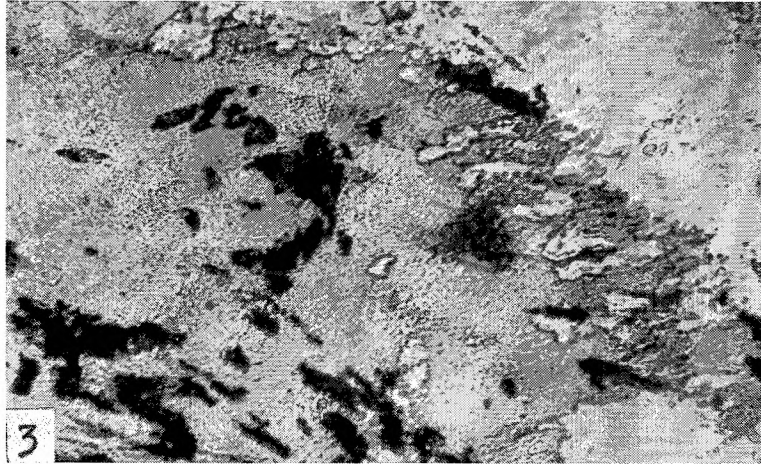
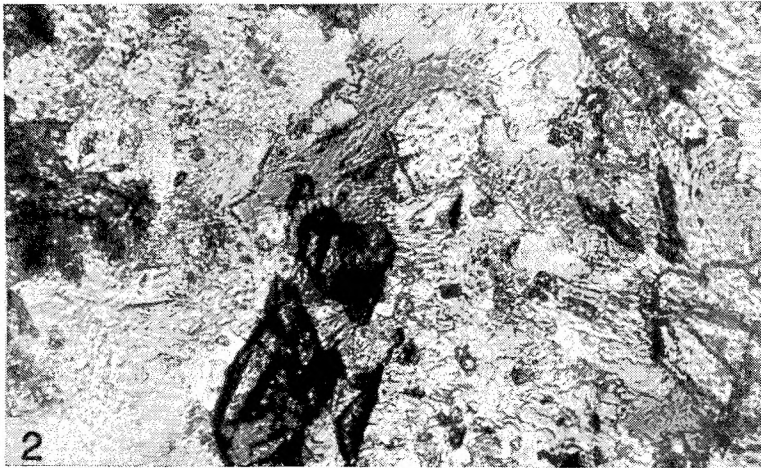
An ophiolite rock has been found by prof. M. Książkiewicz in the stream Osielec at Osielec near Maków (Western Flysch Carpathians). It occurs as a boulder ca. 2 m in diameter in the Middle Eocene conglomerates and sandstones of the Magura nappe. The microscopical examination proves that the rock is a variety of the ophiolite which on the basis of its textural and mineralogical features may be determined as an albite amphibolite (in the classification of Grubenmann (1911)), or as a hornblende prasinite in the terminology of Niggli (1924), Gansser (1937) and other Swiss petrologists.

The determination of the rock in question as prasinite is substantiated by its typically developed prasinite texture (a kind of poikiloblastic texture with poikilitic intergrowth of sieve-like albite) and its mineral composition: albite, epidote (beside rare clinozoisite and zoisite- β), chlorite and hornblende as main constituents, while sphene, calcite and quartz are additional — and ilmenite, leucoxene, hematite and zircon — accessory minerals.

The preserved relict structure of a deep-seated rock indicates, that the primary rock must have been a gabbro-dioritic type. The comparison of the described ophiolite with other similar rocks permits to find analogous types among Alpine ophiolites described by Gansser (1937) and Streiff (1939). There also exists a resemblance with the ophiolites described from the internal zone of the Western Carpathians (Dobšíné) by J. Woldřich (vide Zoubek V., 1936, p. 215).

On the basis of the convergence in stratigraphic development in the Alpine-Carpathian arc, the ophiolite from Osielec may be regarded as a prim-orogenic eruption, corresponding either to the Lower Cretaceous Alpine ophiolites, or to the ante-Carboniferous ophiolites of the internal Carpathians.

The Geological Department of the Jagellonian University in Cracow.



OBJAŚNIENIA TABLICY XVI

EXPLANATION OF PLATE XVI

ОБ'ЯСНЕНИЯ ТАБЛИЦЫ XVI

Fig. 1. Ofiolit z Osielca. Rozkład amfibolu. Stadium przejściowe. Szczątki pryzmatycznych ziarn hornblendy, roztwarzającej się w zespół epidotowo-chlorytowo-albitowy, z domieszką tytanitu i innych wtórnych produktów. Pow. 70×.

Фиг. 1. Офиолит из Осельца. Распад амфибола. Переходная стадия. Останки призматических зерн роговой обманки, растворяющихся в комплекс эпидото-хлорито-альбитовый с примесью титанита и других вторичных продуктов. 70×.

Fig. 1. Ophiolite from Osielec. Decomposition of amphibole. Transitory stage. Remnants of prismatic grains of hornblende, dissolving into an aggregate composed of epidote, chlorite, and albite, with additional sphene and other secondary products. ×70.

Fig. 2. Ofiolit z Osielca. Rozkład amfibolu. Stadium końcowe. Poniżej środka obrazu widoczne ziarna tytanitu, w przekroju poprzecznym trójkątne lub trapezowe. Nieco wyżej na prawo jasne ziarno epidotu, objęte blaszką chlorytu. Całość zlepia jasna masa, złożona z albitu oraz kwarcu i kalcytu. Pow. 110×.

Фиг. 2. Офиолит из Осельца. Распад амфибола. Окончательная стадия. Пониже середины поля зрения видны зерна титанита в поперечном сечении — треугольные или трапециевидные. Немного выше на право ясное зерно эпидота, охваченное пластинкой хлорита. Целое сплелет светлая масса состоящая из альбита. 110×.

Fig. 2. Ophiolite from Osielec. Decomposition of amphibole. Final stage. Below the centre of the picture visible grains of sphene, in cross-section triangular or trapezoidal. A little above to the right grain of epidote, enclosed in chlorite flake. Enveloping groundmass consists of albite, quartz, and calcite. ×110.

Fig. 3. Ofiolit z Osielca. Chloryt przerosły poikilitycznie ziarnami tytanitu (ciemne plamy) oraz zatokowo — albitem (jasne pole). Pow. 70×.

Фиг. 3. Офиолит из Осельца. Хлорит пойкилитически переросший зернами титанита (темные пятна); светлые места — выполнение альбитом. 70×.

Fig. 3. Ophiolite from Osielec. Chlorite poikilitically intergrown with sphene grains (dark spots) and highly sutured grain boundaries with albite (light field). ×70.