

MARIA TURNAU-MORAWSKA

Znaczenie analizy minerałów ciężkich w rozwiązywaniu zagadnień geologicznych

TREŚĆ: Uwagi ogólne — Minerale ciężkie jako wskaźniki źródła materiału detrytycznego — Znaczenie analizy minerałów ciężkich dla zagadnień stratygraficznych — Przykłady użyteczności metody minerałów ciężkich, zaczerpnięte z dorobku petrografii polskiej — Literatura cytowana

UWAGI OGÓLNE

Jedną z pierwszych metod badawczych, które przyczyniły się do usamodzielnienia petrografii skał osadowych spośród innych nauk petrograficzno-geologicznych, jest metoda analizy tzw. minerałów ciężkich albo rzadkich. Są to akcesoryczne składniki skał osadowych o gęstości większej niż 3 i stanowiące nieznaczny procent (zwykle mniej niż 1%) innych składników detrytycznych osadu, wśród których na ogół przeważa kwarc.

Najdawniejsze opisy minerałów ciężkich w piaskach datują się z czasów, gdy nawet jeszcze petrografia ogólna nie zajęła samodzielnego stanowiska wśród nauk geologicznych, a więc z czasów przed użyciem mikroskopu polaryzacyjnego do badania skał. W 1719 r. Réaumur (15)* opisuje piaski złotożone Rodanu i Renu stwierdzając obecność w nich cyrkonu, rutilu, epidotu, granatu, topazu i korundu. W następnym stuleciu ukazało się więcej prac o podobnej treści (11, 21, 32, 54, 61). Jednakże dopiero literatura z czasów po roku 1870 dostarczyła danych o wynikach analiz minerałów ciężkich, przeprowadzonych w celu wskazania źródła materiału detrytycznego piasków. Fouqué (16) analizował pod tym kątem widzenia piaski wyspy Santorin, Thoulet (66) — piaski Sahary, a Thürach (67), analizując piaski różnego wieku, podkreślił znaczenie kształtu okruchów minerałów ciężkich dla wniosków petrogenetycznych. Praca Thüracha uważana jest przez Boswella (3) za pierwsze poważne studium piasków, dostarczające wniosków co do pochodzenia ich składników mineralnych.

* Liczby kursywą w nawiasach odsyłają do spisu literatury na końcu artykułu.

W chwili obecnej literatura światowa, dotycząca minerałów ciężkich w skałach osadowych, obejmuje już wiele setek pozycji. Odnosne prace dotyczą udoskonalenia i wyboru metod badawczych, opisów frakcji ciężkiej różnych osadów, prób rozwiązania zagadnień geologicznych na podstawie jakości, stosunków ilościowych i rozmieszczenia tych minerałów w seriach osadowych, a wreszcie ogólnych rozważań nad przydatnością metody z punktu widzenia zarówno czysto naukowego jak i praktycznego.

Nie ulega wątpliwości, że analiza frakcji ciężkiej piasków i mułków ma często duże znaczenie przy ocenie ich wartości dla różnych celów przemysłowych. Stwierdzenie znaczniejszej koncentracji niektórych surowców metali (kasyteryt, magnetyt, monacyt, minerały tytanowe, cyrkon) może zakwalifikować dany piasek jako złożę surowca pewnego metalu, natomiast piasek czysty, pozbawiony lub prawie pozbawiony minerałów ciężkich, może nadawać się np. do celów szklarskich.

Nie ma natomiast zgodności w poglądach zarówno petrografów jak i geologów co do znaczenia metody analizy frakcji ciężkiej osadów dla rozwiązywania zagadnień geologicznych, a mianowicie zagadnień sedimentologicznych, paleogeograficznych i stratygraficznych. A jednak uzgodnienie poglądów w tej dziedzinie jest nadzwyczaj ważne i pożądane, nie tylko dla celów czysto naukowych, lecz także i ze względów praktycznych, np. w związku z poszukiwaniami ropy naftowej.

W ramach tego artykułu rozpatrzone zostanie znaczenie analizy minerałów ciężkich dla określenia charakteru petrograficznego źródła materiału detrytycznego oraz dla korelacji i rozróżniania warstw. Wnioski tu przedstawione są oparte na wynikach ważniejszych prac podanych w literaturze światowej oraz na obserwacjach własnych i moich współpracowników.

MINERAŁY CIĘŻKIE JAKO WSKAŹNIKI ŹRÓDŁA MATERIAŁU DETRYTYCZNEGO

Skład mineralny skał osadowych, a więc także jakościowe i ilościowe stosunki minerałów ciężkich we frakcji okruchowej osadu, zależą z jednej strony od charakteru petrograficznego źródła materiału detrytycznego, z drugiej strony — od przebiegu procesów sedymentacji i w mniejszym stopniu — od diagenety. Przebieg sedymentacji pojęty jest tu w najszerszym znaczeniu jako uzależniony od klimatycznych, morfologicznych i tektonicznych warunków wietrzenia i erozji skał macierzystych, od środka transportu i długości drogi od źródła do basenu sedymentacji, a wreszcie od charakteru fizyczno-chemicznego środowiska sedymentacji.

Wnioski dotyczące pochodzenia materiału opierają się przede wszystkim na założeniu, że osady, czerpiące swój materiał okruchowy bezpośrednio ze skał magmowych lub metamorficznych, mają urozmaicony skład

frakcji ciężkiej, zawierającej zarówno minerały odporne na wietrzenie i transport, jak i mało odporne. Natomiast osady kilkakrotnie przerobione utraciły częściowo materiał mniej wytrzymały na wpływ wietrzenia oraz transportu i zawierają jedynie te składniki, które mogą przetrwać kilka cykli sedymentacji.

Założenie to, poparte zarówno badaniami eksperymentalnymi jak i obserwacjami osadów współczesnych i kopalnych w terenie, jest na ogół słuszne. Jednak prawidłowość powyższa odnosi się przypuszczalnie do warunków szybkiej sedymentacji. Wówczas charakter źródła materiału jest prawie wyłącznym czynnikiem składu frakcji ciężkiej. Natomiast przy powolnej sedymentacji dużą rolę odgrywa klimat, obróbka mechaniczna i inne, w zawły sposób nakładające się na siebie czynniki tak, że zależność składu frakcji ciężkiej od skały macierzystej nie jest tak prosta. Ponadto — niezależnie od przebiegu sedymentacji — na skład frakcji ciężkiej wpływają przypuszczalnie procesy diagenety, powodujące z jednej strony rozkład niektórych minerałów ciężkich, z drugiej strony powstawanie nowych minerałów autogenicznych.

Trudności dotyczące wniosków paleogeograficznych, opartych na wynikach analiz minerałów ciężkich, są między innymi i tym spowodowane, że nie uzgodniono dotąd danych dotyczących odporności na wietrzenie i transport u wielu minerałów. Minerały ciężkie bywają często klasyfikowane jako „odporne“ lub „mało odporne“, czy też „trwałe“ i „nie trwałe“ bez bliższych objaśnień. Zdarza się natomiast, że jeden i ten sam minerał zachowuje się względem procesów wietrzenia chemicznego jako odporny, natomiast łatwo ulega zniszczeniu w czasie transportu, albo też ulega rozkładowi w pewnym określonym środowisku sedymentacji.

Studia eksperymentalne nad odpornością różnych minerałów ciężkich były przeprowadzane jeszcze w ubiegłym stuleciu. W 1877 r. Müller (41) badał działanie wody nasyconej dwutlenkiem węgla na pospolite minerały skałotwórcze i stwierdził, że do roztworu przechodził najłatwiej apatyt, oliwin zaś najłatwiej ulegał rozkładowi. W 1913 r. Thoulet (66) podaje następujący porządek trwałości w osadach pospolitych minerałów, zaczynając od najmniej trwałego: oliwin, piroksen, amfibol, apatyt, plagioklaz, ortoklaz, biotyt, muskowił, kwarc, rutil, cyrkon, korund.

Autor zwraca uwagę na wzrost liczby gatunków minerałów ciężkich wraz z obniżającym się wiekiem osadów. Oliwin i piroksen mogą, jego zdaniem, występować jedynie w osadach czwartorzędowych.

W szeregu Thouleta nie jest wymieniony dość pospolity i charakterystyczny minerał ciężki, mianowicie granat. Stanowisko tego minerału w podziale na minerały trwałe i nietrwałe jest dyskutowane co najmniej od lat trzydziestu i do dnia dzisiejszego nie zostało ono ustalone. Boswell i inni (3, 5, 45, 46, 60) przypuszczają, że minerał ten może ulegać rozpusz-

czeniu w czasie procesów diagenety. Wydaje mi się, że dotychczas nie uwzględniono znaczenia stanu zachowania granatu, w jakim dostał się on do osadu bezpośrednio ze skały, w której powstał. W skałach metamorficznych zmienionych drogą metamorfozy wstecznej (diaforezy) granat jest zwykle częściowo schlorytyzowany i w takim stanie łatwo ulega zniszczeniu w czasie wietrzenia i transportu. Natomiast granat pegmatytów oraz skał z głębszej strefy metamorfizmu może być minerałem odpornym na czynniki zarówno wietrzenia jak i transportu.

Podobnie jak trwałość granatu, była od wielu lat i jest dotąd dyskutowana trwałość w osadach takich minerałów jak andaluzyt, dysten, sylimanit — nie umieszczonych w szeregu Thouleta.

Szereg prac późniejszych dotyczy odporności minerałów ciężkich na czynniki abrazyjne. Friese (17), na podstawie badań eksperymentalnych, ustala następujący pod względem odporności na te czynniki porządek minerałów, przy czym szereg rozpoczyna minerał najmniej odporny: monacyt, diopsyd, andaluzyt, dysten, apatyt, oliwin, epidot, ilmenit, granat, magnetyt, topaz, augit, staurolit, kordieryt, piryt, turmalin.

Z powyższego zestawienia wynika, że oliwin, który okazał się mniej niż piroksen odporny na działanie wody i dwutlenku węgla, jest jednak odporniejszy na czynniki abrazyjne.

Podobny porządek odporności minerałów na czynniki transportowe został ustalony przez Thiela (65). Analizowany przezeń zespół minerałów ciężkich w osadach rzecznych był nieco odmienny niż u Friesego, jednak stanowisko ważnych minerałów w szeregu odporności na transport, a mianowicie piroksenu, dystenu, apatytu, granatu, staurolitu, turmalinu — okazało się analogiczne jak w szeregu wyżej wymienionego autora.

Nielicznych tylko minerałów dotyczą obserwacje Russela (58), który badał zachowanie się piroksenów i amfiboli w piaskach rzeki Mississippi na przestrzeni 1100 mil. ang., między Kairo, Illinois i Zatoką Meksykańską. Interesujący jest wynik jego obserwacji, że minerały te, uważane na ogół za mało trwałe, nie ulegały wyraźnym zmianom w czasie transportu.

W celu rozgraniczenia wpływu wietrzenia i wpływu transportu na zachowanie się minerałów ciężkich L. Dryden i C. Dryden (14) przeprowadzili w r. 1946 obserwacje wyłączając wpływ czynnika transportu. Oznaczyli oni stosunki ilościowe minerałów we frakcjach ciężkich skał świeżych i zwietrzałych i w ten sposób ustalili następujący porządek odporności na wietrzenie chemiczne ważniejszych minerałów: hypersten, granat, staurolit, hornblenda, dysten, monacyt, sylimanit, turmalin, cyrkon.

Z porównania szeregów Friesego i Drydena widać różnicę odporności niektórych ważnych minerałów na transport z jednej strony, wietrzenie zaś chemiczne z drugiej. Monacyt jest wymieniony jako najmniej odporny na czynniki abrazyjne, należy natomiast do najodporniejszych na

wietrzenie chemiczne. Granat, jeden z odporniejszych, według Friesego, na czynniki abrazyjne minerałów, wymieniony jest przez Drydena wśród najmniej odpornych na wietrzenie.

Jak wspomniałam poprzednio, ważnym czynnikiem — obok wietrzenia i transportu, od którego zależy obecność lub nieobecność pewnego minerału w osadzie — jest proces diagenety. Niektóre minerały mogą ulegać rozkładowi i rozpuszczeniu w gotowym już osadzie, a na ich miejscu mogą powstawać inne jako autogeniczne. Z punktu widzenia trwałości minerałów ciężkich pod wpływem działania procesów diagenetycznych Smithson (60) ustala szereg następujący poczynając od najmniej trwałych: krzemiany żelaza i magnezu, granat, staurolit, dysten, monacyt, apatyt, turmalin, cyrkon, rutyl.

Opierając się na wynikach obserwacji frakcji ciężkich skał różnego wieku Pettijohn (45) dla trwałości znacznej liczby gatunków minerałów ciężkich układa szereg następujący: oliwin, aktynolit, diopsyd, hypersten, sylimanit, augit, zoizyt, tytanit, topaz, andaluzyt, hornblendy, epidot, dysten, monacyt, staurolit, magnetyt, ilmenit, apatyt, biotyt, granat, turmalin, cyrkon, rutyl.

Z porównania szeregów Smithsona i Pettijohna wynika, że apatyt, minerał łatwo rozpuszczalny w wodzie nasyconej dwutlenkiem węgla (według doświadczeń Müllera), jest jednak trwały w procesach diagenety. Natomiast odmienne jest stanowisko granatu w szeregach obu autorów. Smithson uważa go za mało trwały, Pettijohn zalicza do najtrwałszych.

Co do autogenicznego powstawania różnych minerałów ciężkich poglądy nie są ustalone. Baturin (2) i Szwecow (64) przypuszczają, że liczne gatunki minerałów ciężkich mogą powstawać na miejscu w osadzie. Do minerałów, które niewątpliwie mogą powstać jako autogeniczne, zalicza się rutyl (26), anataz (46) i turmalin (2, 79). Wielu autorów nie wyłącza możliwości autogenicznego powstawania cyrkonu, epidotu, granatu, staurolitu, hornblendy i innych.

Niektórzy petrografowie starają się uzasadnić trwałość czy też nietrwałość ważniejszych minerałów ciężkich fizyczno-chemicznymi warunkami ich powstawania. Goldich (18) i Reiche (53) wskazują na analogię szeregu trwałości minerałów ciężkich z szeregiem reakcyjnym Bowena (4), który obejmuje co prawda tylko nieliczne grupy minerałów ciężkich a mianowicie: oliwiny, pirokseny, amfibole i biotyty. Nawiązując dane, wynikające z rozważań wymienionych autorów, do minerałów krystalizujących z roztworów pomagmowych oraz minerałów skał metamorficznych Pettijohn (46) przypuszcza, że minerały krystalizujące w niższej temperaturze są na ogół bardziej trwałe w osadach niż minerały krystalizujące w temperaturze wyższej. Boswell wyraża w tej dziedzinie pogląd w pewnej mierze sprzeczny z poglądem Pettijohna stwierdzając, że minerały uwodnio-

ne są w osadach mniej trwałe niż bezwodne (3). Autor ten wiąże także trwałość minerałów z ich gęstością. Dlatego, jego zdaniem, dysten jest trwalszy w osadach niż sylimanit lub andaluzyt. Hatch i Rastall podają w swym podręczniku (20) następujące reguły odnośnie do trwałości minerałów ciężkich. Trwałe są minerały akcesoryczne granitów oraz minerały pneumatolitycznego pochodzenia, a więc: cyrkon, monacyt, tytanit, turmalin, topaz; również trwałe są minerały skał metamorficznych, powstałe na drodze metamorfozy termodynamicznej w głębszej strefie jak: granat, dysten, staurolit. Natomiast nietrwałe są produkty czyste termalnej metamorfozy jak: andaluzyt, sylimanit, kordieryt. Tego rodzaju podział nie jest co prawda przejrzysty i prowadzi do dwuznacznych interpretacji (np. geneza granatu może być bardzo różna). Nie wydaje się też słusznym założenie niektórych autorów (3), że minerały stressowe są trwalsze w osadach niż antistressowe.

W chwili obecnej musimy więc stwierdzić, że próby teoretycznego wyjaśnienia trwałości i nietrwałości minerałów ciężkich nie są ani dobrze uzasadnione ani na ogół między sobą zgodne; nie zawsze też przewidywania teoretyczne zgadzają się z obserwacją. Fakty te są zrozumiałe wobec licznych i często nieuchwytnych przyczyn znikania w osadach minerałów dostarczanych przez skałę macierzystą.

Mimo wszelkich trudności, piętrzących się wokół zagadnienia odporności minerałów ciężkich w osadach, w wielu podręcznikach petrografii skał osadowych przeprowadzono podział minerałów na: trwałe, miernie trwałe i nietrwałe, przy czym zazwyczaj brak jest wyjaśnienia, o jakiego typu odporność tutaj chodzi, autorowie podręczników nie wyróżniają bowiem na ogół odporności minerałów na wietrzenie, transport i procesy diagenety.

Dla przykładu podam podziały według podręczników Ruchina (57) i Twenhofela (79). Jak wynika z tabeli, zestawienia nie są zupełnie zgodne u obu autorów (por. s. 369).

Najważniejsze różnice stwierdzone przy porównywaniu tabel Ruchina i Twenhofela są następujące. Granat i sylimanit należą, według Twenhofela, do minerałów trwałych, u Ruchina zaś są one umieszczone w grupie pośredniej między trwałymi i nietrwałymi. Twenhofel uważa sylimanit za minerał trwalszy niż andaluzyt, według Ruchina jest na odwrót. Pirokseny i amfibole należą na ogół, według Ruchina, do minerałów nietrwałych, według Twenhofela — do typu pośredniego. Apatyt, jak widzimy w tabeli, zaliczony jest przez Ruchina do miernie trwałych, przez Twenhofela — do nietrwałych. Stanowisko Twenhofela co do miernej trwałości apatyty podziela Milner, gdy tymczasem Pettijohn uważa apatyt za minerał trwały w osadach.

Podział pospolitych minerałów ciężkich pod względem ich trwałości
w skałach osadowych

<i>Minerały</i>	<i>bardzo trwałe i trwałe</i>	<i>miernie trwałe i mało trwałe</i>	<i>nietrwałe</i>
Węglug Ruchina	Andaluzyt Topaz Spinel Rutyl Turmalin Cyrkon Korund Anataz Staurolit Dysten Tytanit Monacyt	Apatyt Granaty żelazowo- wapienne Aiktynoliit Tremolite Epidot Zoizyt Sylimanit	Oliwin Piroksen rombowy Augit Hornblenda Melanit
Węglug Twehnhofela	Anataz Baryt Korund Dysten Granat Monacyt Rutyl Sylimanit Spinel Staurolit Topaz Turmalin Cyrkon	Andaluzyt Augit Biotyt Epidot Fluoryt Hornblenda Hypersten Tytanit	Apatyt Kordieryt Glaukofan Oliwin

Mimo tak licznych i często rażących niezgodności w poglądach na zachowanie się minerałów ciężkich w procesach sedymentacji, z wszystkich przytoczonych dotąd faktów wynikają pewne ważne wnioski:

1^o Cyrkon, rutyl i turmalin należą do minerałów odpornych zarówno na wietrzenie i transport, jak i na przemiany diagenetyczne tak, że z samej ich obecności w osadach nie uzyskujemy danych co do charakteru petrograficznego skały macierzystej; skałą tą może być zarówno skała krystaliczna jak i osadowa, nawet kilkakrotnie przerobiona. Natomiast morfologia, szczególne cechy optyczne i stopień obróbki mechanicznej pozwalają niejednokrotnie na wnioski petrogenetyczne.

2^o Oliwiny, pirokseny i amfibole są mało odporne na czynniki wietrzenia chemicznego, obecność ich zatem w skale osadowej przemawia za pochodzeniem materiału bezpośrednio ze skały magmowej lub metamorficznej. Fakt stwierdzony przez Russela (58), że pirokseny i amfibole są odporne na czynniki transportowe, wskazuje, że źródło materiału może być odległe od basenu sedymentacji. Jest natomiast mało prawdopodobne, by minerały te pochodziły ze starszych skał osadowych.

Brak minerałów z grupy oliwiny, piroksenu i amfibolu nie rozstrzyga jednak, czy materiał detrytyczny pochodził ze skały osadowej, czy też

ze skał krystalicznych wietrzejących w takich warunkach, że wszystkie te minerały uległy przeobrażeniu na różnego typu uwodnione krzemiany oraz tlenki i wodorotlenki żelaza.

3^o Inne minerały ciężkie, wymieniane przez większość petrografów wśród odpornych na czynniki procesów sedymentacyjnych, lub takie minerały, których trwałość nie została dotąd jednoznacznie ustalona, często nie mają żadnego znaczenia w wysnuwaniu wniosków geologicznych; w pewnych jednak konkretnych przypadkach mogą być wskaźnikami źródła materiału, nadto pozwalają niekiedy na rozstrzygnięcie, który z odsłoniętych dzisiaj kompleksów skalnych dostarczył w przeszłości materiału budującego analizowany osad. Taki konkretny przypadek zachodzi np. wówczas, gdy frakcja ciężka jest zespołem minerałów genetycznie spokrewnionych i charakteryzujących pewną skałę magmową lub metamorficzną określonej facji. Zespół: cjanit-staurolit świadczy, że materiału dostarczyła skała metamorficzna, czy też — wobec przypuszczalnej trwałości tych minerałów — skała osadowa, nie mogła go natomiast dostarczyć skała magmowa. Obecność topazu i monacytu we frakcji ciężkiej wskazuje, że materiału dostarczył teren granitowy lub starsze skały osadowe, nie mógł to być natomiast kompleks skał zmienionych wśród metamorfozy termodynamicznej.

W dotychczasowych rozważaniach podkreśliłam znaczenie obecności pewnych minerałów ciężkich w osadach dla wniosków paleogeograficznych. Wnioski te mogą być jednak także uzyskane na podstawie morfologii kryształów, cech optycznych wyróżniających charakterystyczne odmiany pewnych minerałów oraz stopnia obróbki mechanicznej ziarn.

Krynine (29) wskazuje na występowanie wśród minerałów ciężkich kilku odmian turmalinów, o różnych cechach optycznych i o różnym pochodzeniu; wyszczególnia on 5 zasadniczych, genetycznie różnych odmian, a mianowicie: turmalin z granitów, pegmatytów, gnejsów injekcyjnych, starszych skał osadowych i wreszcie turmalin autogeniczny. Zerndt (84) oraz Wojciechowski (83) usiłują scharakteryzować źródło materiału detrytycznego na podstawie morfologii kryształów cyrkonu, jednego z najtrwalszych minerałów ciężkich i rozpowszechnionego w skałach o różnej genezie, który zatem samą swą obecnością nic nie mówi o historii osadu.

Wyniki analiz skał okręgu krakowskiego przeprowadzonych w Zakładzie Petrografii Skał Osadowych U. W. wskazują na związki genetyczne między osadami różnego wieku, charakteryzujące się określonym stopniem obróbki mechanicznej minerałów frakcji ciężkiej. Różnice w stopniu obróbki dają się zazwyczaj dobrze śledzić na minerałach bez wyraźnej łupliwości oraz odpornych na czynniki transportowe. Inne minerały rozpadają się na kanciaste okruchy, albo też zostają zniszczone w czasie transportu.

ZNACZENIE ANALIZY MINERAŁÓW CIĘŻKICH DLA ZAGADNIEN
STRATYGRAFICZNYCH

W początkach rozwoju metod badawczych w petrografii skał osadowych nie wyłączano możliwości oznaczania wieku skały przy użyciu metody minerałów ciężkich. W ostatnich dziesiątkach lat ustalił się na ogół pogląd, że minerały ciężkie nie mogą być uważane za przewodnie w podobnym co szczątki organiczne znaczeniu, gdyż w skałach różnego wieku mogą występować te same gatunki mineralne. W ostatnich latach jednak petrografowie amerykańscy jak Smithson (60), Pettijohn (46) i Russel (58) podkreślają fakt, że niektóre minerały nie pojawiają się wcale lub też pojawiają się tylko w drobnych ilościach w osadach starszych i że liczba gatunków mineralnych zmniejsza się wraz ze wzrastającym wiekiem osadu. Zmianę liczby gatunków minerałów ciężkich wraz z wiekiem osadu Pettijohn zilustrował wykresem (45, nasza fig. 1) na podstawie danych zebra-

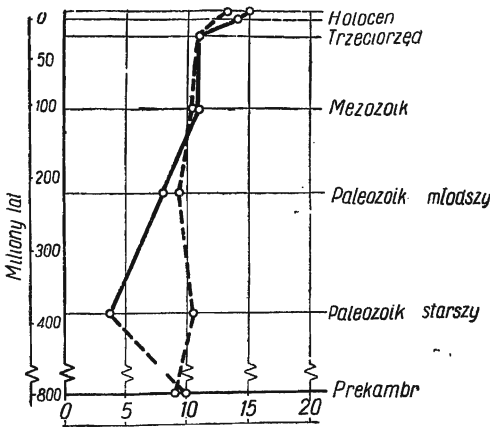


Fig. 1

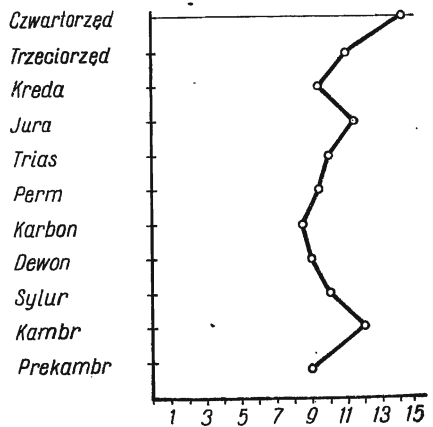


Fig. 2

Fig. 1 — Zależność liczby gatunków minerałów ciężkich od wieku skały w milionach lat, według Pettijohna (46, s. 488). Autor ten ilustruje tę zależność diagramem, znacznym tu linią ciągłą. Na tym samym rysunku został przedstawiony wynik obliczeń K. Łydki przy pomocy linii kreskowej

Fig. 2 — Liczba gatunków minerałów ciężkich w osadach różnego wieku, według obliczeń K. Łydki

nych z literatury. Wykres Pettijohna nie jest jednak zgodny z wykresami sporządzonymi przez K. Łydkę (por. tę samą fig. 1 oraz fig. 2)¹, z których wynika, że liczba gatunków mineralnych wykazuje pewne nieznaczne wahania w osadach różnego wieku, systematyczny zaś wzrost liczby ga-

¹ Materiały jeszcze nie opublikowane.

tunków zaznacza się dopiero w trzeciorzędzie. K. Łydka zebrał bogaty materiał obserwacyjny zarówno ze światowej, jak i z naszej literatury petrograficznej. Niezgodność obu wykresów zostałaaby zapewne usunięta, gdyby wyzyskano jeszcze bogatszy materiał obserwacyjny. Warto jednak zauważyć, że już Thoulet w r. 1913 (66) podkreślał wzrost liczby gatunków wraz z malejącym wiekiem osadu; podobnie wypowiedział się Boswell (3). Pettijohn, Smithson i Russel przypisują tę zależność wiekową, zilustrowaną wykresem pierwszego z wymienionych autorów (46, fig. 1), procesom diagenetycznego rozpuszczania minerałów w skale osadowej, Boswell natomiast przypuszcza, że główną przyczyną jest wzrastające w czasie geologicznym urozmaicenie petrograficzne litosfery.

Wydaje mi się, że dotychczasowe dane nie są wystarczające do zajęcia zdecydowanego stanowiska w stosunku do powyższego interesującego zagadnienia. Obliczenia statystyczne liczby gatunków mineralnych zostały wykonane bez uwzględnienia charakteru petrograficznego osadów, warunków sedymentacji i przypuszczalnego źródła materiału detrytycznego. Wydaje mi się też mało prawdopodobne, aby nakładanie się najróżnorodniejszych czynników kształtujących osady nie zatarło jakichkolwiek tendencji do prawidłowości w czasowym rozmieszczeniu minerałów ciężkich. Boswell podkreśla (3), że w osadach złożonych w geosynklinie istnieje tendencja do stopniowego upraszczania składu frakcji ciężkiej osadów coraz to młodszych. Z drugiej strony — zgodnie ze schematem Pettijohna — liczba gatunków mineralnych powinna się zmniejszać w osadach coraz to starszych. Obie tendencje zmiernają więc do zatarcia ilościowych różnic w gatunkach mineralnych osadów różnego wieku.

Nie należy też lekceważyć faktu, że w ciągu procesów diagenetycznych mogą tworzyć się minerały autogeniczne. Pettijohn (46) wskazuje, że ilość anatazu w osadach coraz to młodszych jest coraz mniejsza; podobnie zachowuje się apatyt. Obydwa te minerały mogą, zdaniem autora, powstawać w wyniku procesów diagenetycznych. Jak była o tym mowa w poprzednim ustępie, inne także minerały ciężkie mogą być autogeniczne w osadach.

W chwili obecnej nie mamy zatem podstaw do przypuszczenia, żeby analiza minerałów ciężkich w skałach osadowych mogła się przyczynić do rozstrzygnięcia zagadnienia wieku skały. Natomiast większość współczesnych petrografów odnosi się na ogół pozytywnie — moim zdaniem słusznie — do zagadnienia możliwości rozróżniania i korelacji warstw określonej wiekowo serii osadów za pomocą metody minerałów ciężkich.

Zazwyczaj jednak mniej pomyślne wyniki daje zastosowanie tej metody do studium terenów zbudowanych z osadów wielokrotnie w ciągu swych dziejów przerabianych, bez nowego dopływu materiału ze skał krystalicznych. Stwierdzenie następstwa czy korelacji warstw może się tu

czasem udać na drodze określania stosunków ilościowych minerałów frakcji ciężkiej lub stopnia obtoczenia tych minerałów. Jednakże studia takie są żmudne, wyniki muszą być poparte obfitym materiałem obserwacyjnym, gdyż często budzą zastrzeżenia i zarzuty przypadkowości w stwierdzonych stosunkach ilościowych.

Natomiast w profilu pionowym kompleksu osadowego może się zaznaczyć wybitne zróżnicowanie frakcji ciężkiej wówczas, gdy erodowany był masyw krystaliczny obfitujący w minerały nietrwałe a sedymentacja zachodziła w szybko zanurzającej się geosynklinie. Zróżnicowanie to może być wynikiem zmienności materiału pochodzącego ze stopniowo niszczonego górotworu, którego skład petrograficzny rzadko kiedy bywa jednostajny. Również może mieć tu wpływ starzejąca się morfologia terenu, związana z tym powolniejsza sedymentacja oraz intensywniejsze wietrzenie chemiczne minerałów mniej odpornych. Mogłoby się też zaznaczyć w osadzie stopniowe zmniejszanie się liczby gatunków mineralnych, gdyby nie fakt, że zazwyczaj bywa ona kompensowana przez diagenetyczny rozkład minerałów w seriach starszych. Liczba gatunków minerałów może nawet w profilu pionowym wzrosnąć, idąc od warstw starszych do młodszych, jeśli skutkiem wzmożonych ruchów tektonicznych nastąpi odmłodzenie krajobrazu i wypiętrzenie nowych terenów krystalicznych. W podobny sposób, jak to wyżej przedstawiłam, pojmuje znaczenie metody analizy minerałów ciężkich dla stratygrafii K. Łydka (36) pisząc, że różne zespoły minerałów frakcji ciężkiej charakteryzują serie skalne powstałe w różnych cyklach sedymentacyjnych.

Ruchy tektoniczne zachodzące w czasie sedymentacji powodują często zmianę kierunku transportu materiału; basen sedymentacyjny może w różnych okresach geologicznych otrzymywać materiał z różnych otaczających go kompleksów skalnych. Klasycznym przykładem zastosowania metody analizy ciężkich minerałów dla uchwycenia rytmu sedymentacji i zmiany kierunku transportu materiału jest praca A. Vatan (82), dotycząca rytmu sedymentacji w kredzie i trzeciorzędzie Akwitanii. Osady kredy górnej i oligocenu, nagromadzone w okresie rozpoczynającej się orogenezy i w czasie głównej fazy diastrofizmu, zbudowane są przeważnie z produktów wietrzenia Pirenejów, które dostarczały minerałów z masywów granitowych i ich osłony metamorficznej; wśród minerałów frakcji ciężkiej charakterystyczne są granat, turmalin i cyrkon. Natomiast w osadach eoceńskich przeważa materiał pochodzący z erozji Masywu Centralnego, który dostarczał staurolitu i dystenu.

W zagadnieniach stratygrafii czwartorzędu metoda minerałów ciężkich daje niekiedy bardzo pomyślne wyniki. V. Leinz (33) podaje przykład możliwości rozróżniania margli zwałowych starszego i młodszego zledo-

wacenia na podstawie zawartości oliwinu, którego jest ponad 10% w marglach starszych, zwykle poniżej 1% w marglach młodszych.

Z powyższych uwag i przykładów wynika, że w profilu pionowym kompleksu osadowego zaznaczyć się mogą charakterystyczne różnice w stosunkach jakościowych i ilościowych minerałów ciężkich, uprawniające niekiedy do ważnych wniosków paleogeograficznych i sedymentologicznych, stwarzające ponadto podstawy dla rozgraniczenia serii różnego wieku.

Natomiast pozioma korelacja warstw oparta na metodzie analizy minerałów ciężkich napotyka często na trudności. Przyczyną tych trudności jest zmiana składu frakcji ciężkiej skutkiem zmiany facjalnej osadu oraz segregacja minerałów według ich ciężaru właściwego i kształtu w osadach równowiekowych o różnej wielkości ziarna. Ponadto wybitny wpływ na zmianę składu frakcji ciężkiej może wywierać zmienność w dopływie materiału detrytycznego, zaznaczająca się zwłaszcza w osadach rzecznych, wtedy gdy główne koryto rzeki zasilane jest dopływami niosącymi materiał z różnych stron.

Jest faktem stwierdzonym, że skład frakcji ciężkiej osadu — nawet w przypadku, gdy materiał pochodzi z jednego źródła — może się zmieniać w kierunku poziomym w zależności od grubości ziarna. Fakt ten wynika z obserwacji podanych zarówno w literaturze światowej jak i polskiej (7, 9, 10, 22, 46, 47, 56, 57, 76). Wiąże się z tym zagadnienie metodyczne dotyczące sposobu wydzielenia i analizy minerałów ciężkich. Baturin zwraca uwagę (1, 2), że większość analiz minerałów ciężkich odnosi się do frakcji 0,05-0,25, gdyż ta frakcja zawiera najwięcej minerałów i pod względem metodycznym najwygodniejsza jest w użyciu. Jednakże — jak podkreśla Preobrażenskij (49) — wartość danych dotyczących jakości i ilości minerałów ciężkich jest tylko wówczas pozytywna, gdy stosunki minerałów oznaczone w poszczególnej frakcji czy frakcjach odpowiadają stosunkom w całym osadzie. W. Cogen (10) przytacza fakty, z których wynika, że przy małych nawet różnicach w wielkości ziarna osadu zachodzą znaczne odchylenia w stosunkach ilościowych minerałów ciężkich.

Nie ma ogólnych prawideł co do koncentracji różnych minerałów ciężkich w różnych frakcjach. Moje obserwacje dotyczące osadów rzecznych doliny Bugu stwierdziły (76), że ilość granatu wzrasta wraz ze wzrostem wielkości ziarn piasku w granicach 0,05-0,5 mm, ilość zaś amfibolu równocześnie maleje. Do podobnych wyników dochodzi Hawkes i Smythe (22) oraz Pettijohn i Ridge (47). Wyjaśnienie tego faktu wydaje się łatwe, gdy się weźmie pod uwagę kulisty kształt granatu i bardziej płaskie formy amfiboli. Jednakże Thiel (65) stwierdza wzrastającą koncentrację hornblendy we frakcjach 0,05-0,5 mm wraz ze wzrastającą grubością ziarna w tym przedziale wielkości.

Istnieje różnica zdań wśród petrografów, czy wskazane jest wydzielenie minerałów ciężkich z poszczególnych frakcji, czy też z całego osadu. Odnośne dyskusje spotykamy często w nowszej literaturze (10, 36, 57). Z dyskusji tych wynika, że 1^o nie można porównywać wyników analiz minerałów ciężkich, jeśli były one przeprowadzone różnymi metodami, 2^o w zasadzie poprawną jest metoda wydzielenia minerałów ciężkich z całego osadu, mogą się jednak czasem nasunąć trudności natury technicznej (frakcja powyżej 0,5 mm średnicy ziarna nie może być analizowana w normalnych preparatach mikroskopowych), wówczas można wydzielać minerały z pewnych frakcji, jednak nie z jednej ale z kilku, co najmniej z dwóch.

Obok zagadnienia metodycznego nasuwa się problem zasadniczej wagi, czy w ogóle celowe jest podejmowanie próby korelacji warstw, jeśli porównuje się ze sobą skały o różnej wielkości ziarna. Wielu petrografów i geologów wyraża zdanie, że wobec stwierdzonego zróżnicowania składu frakcji ciężkiej w zależności od wielkości ziarna osadu, wszelkie próby są tu nieużyteczne i mogą prowadzić do fałszywych wniosków. Tego zdania jest między innymi Griffiths (19) rozważając znaczenie metod petrograficznych dla poszukiwań ropy naftowej.

Warto jednak podkreślić, że według większości dotychczasowych danych segregacja minerałów ciężkich, zależna od wielkości ziarna odmiany facjalnej osadu, prowadzi do zmiany *stosunków ilościowych* w składzie frakcji ciężkiej. Nie stwierdzono natomiast, aby przy takiej segregacji którykolwiek z zasadniczych składników ciężkich zupełnie zniknął w pewnej facji osadu.

Wyniki badań piasków i mułków dorzeczca Bugu (76 oraz materiały nie opublikowane), oparte na setkach analiz preparatów mikroskopowych, doprowadziły autorkę do wniosku, że granat i amfibol są zasadniczymi składnikami frakcji ciężkiej tych osadów. Stosunki ilościowe — jak wspomniałam poprzednio — zmieniają się w zależności od wielkości ziarna osadu, lecz nie tylko żaden z wymienionych minerałów nie znikną w żadnej próbce, ale stale granat i amfibol występują w przewadze nad innymi składnikami frakcji ciężkiej. Również w prawie każdej próbce obecne są minerały ciężkie towarzyszące głównym składnikom, nawet podrzędne składniki frakcji ciężkiej rzadko kiedy zupełnie znikają.

Na podstawie powyższych wyników dochodzę do wniosku, że korelacja warstw może być wtedy przeprowadzona na podstawie minerałów ciężkich, jeśli w danej serii osadowej występują minerały niezbyt trwałe i mniej pospolite, o których nie można powiedzieć, że są nieodłącznymi satelitami kwarcu w skałach piaszczysto-mułkowych.

Do podobnych wniosków doszli Twenhofel i Tyler (80) na podstawie studiów utworów plażowych i płytkowodnych, przylegających do odsło-

nięć skał przedkambryjskich o bardzo urozmaiconym charakterze petrograficznym. Wyniki analiz próbek pobranych na przestrzeni setek kilometrów dowiodły, że *stosunki ilościowe* wśród składników frakcji ciężkiej nie dają wskazówek korelacyjnych. Natomiast autorzy ci są przekonani, że *obecność* pewnych charakterystycznych minerałów ciężkich o znanych właściwościach fizyczno-chemicznych może mieć często duże znaczenie w rozwiązywaniu ważnych zagadnień związanych ze stratygrafią.

W osadach rzecznych, gdzie skład mineralny frakcji ciężkiej może się zmieniać bardzo znacznie na niewielkich przestrzeniach, skutkiem zmienności materiału znoszonego na teren dorzecza z różnych stron, petrograf natrafia często na szczególne trudności w swych próbach korelacji warstw. Zagadnienie powyższe rozpatrywane było już przez Cayeux (9), później przez Krynine'a (28), Rittenhouse'a (55) i innych. Autorowie nie podają w swych pracach konkretnych wniosków charakteru ogólnego co do korelacji warstw osadów kopalnych. Uparty entuzjasta metody ciężkich minerałów może i w przypadku zawiłych litologicznie i genetycznie terenów próbować szczęścia przy użyciu tej metody, a może czasem przy użyciu systematycznego wkładu pracy osiągnąć i tutaj pomyślne wyniki.

Na podstawie przeglądu literatury oraz własnych obserwacji nasuwały mi się następujące wnioski co do użyteczności metody analizy minerałów ciężkich dla zagadnień paleogeograficznych i stratygraficznych:

1^o Niektóre składniki frakcji ciężkiej osadów, a zwłaszcza składniki mało odporne na wietrzenie i transport, mogą w wielu przypadkach rozstrzygnąć o charakterze petrograficznym źródła materiału detrytycznego.

2^o Systematycznie przeprowadzona analiza składu mineralnego serii osadowej w profilu pionowym daje niekiedy podstawy do rozgraniczenia warstw różnowiekowych. Pomyślne wyniki uzyskać można szczególnie w tym przypadku, gdy skład frakcji ciężkiej zmienia się nie tylko w stosunkach ilościowych minerałów, ale także w warstwach różnowiekowych występują w nim odmienne charakterystyczne gatunki mineralne; przewodnie znaczenie mają tu przede wszystkim minerały mało trwałe. Zmiana stopnia obtoczenia minerałów ciężkich w warstwach różnego wieku może mieć również znaczenie dla zagadnień stratygraficznych.

3^o Zmienność składu frakcji ciężkiej osadu może niekiedy rzucić światło na przebieg i nasilenie ruchów tektonicznych oraz pozwolić na uchwycenie rytmu w sedymentacji.

4^o Najmniej wdzięczną okazała się dotąd metoda analizy minerałów ciężkich dla zagadnień korelacji warstw, wobec zmienności składu frakcji ciężkiej wraz ze zmianą facjalną osadu oraz możliwości mieszania się materiału pochodzącego z różnych źródeł. W przypadku jednak występowania charakterystycznych i mało trwałych minerałów w pewnych se-

riach osadowych systematyczna analiza frakcji ciężkich może czasem dać pomyślne wyniki.

5° Nie wolno jest zaniechać nigdy metody analizy minerałów ciężkich osadów bogatych w materiał okruczowy, gdyż nie można przewidzieć, czy właśnie wyniki tej analizy nie będą kluczem do rozwiązania ważnych zagadnień geologicznych.

PRZYKŁADY UŻYTECZNOŚCI METODY MINERAŁÓW CIĘŻKICH, ZACZERPIĘTE Z DOROBKU PETROGRAFII POLSKIEJ

Przegląd literatury światowej da nam najlepszą odpowiedź na pytanie, czy analiza minerałów ciężkich jest pożyteczna w rozwiązywaniu zagadnień geologicznych. Ważniejsze odnośne pozycje zostały przytoczone w załączonym spisie literatury. Omówienie wyników tych prac wymagałoby napisania dzieła o objętości podręcznika, gdy tymczasem pisząc ten artykuł miałam na celu tylko podanie pewnych uwag nad użytecznością metody.

Przykłady zaczerpnięte z naszego skromnego dorobku, który wszakże dostarczył niektórych cennych wyników, przytoczone są w nawiązaniu do wyników petrografii regionalnej Polski.

Metoda analizy minerałów ciężkich nie była dotąd systematycznie stosowana do skał z *terenu Tatr*, dlatego trudno jest w chwili obecnej ocenić jej znaczenie dla zagadnień paleogeografii i stratygrafii skał osadowych Tatr. Badacze tych osadów natrafiają tu często na trudności natury technicznej wobec wysokiego stopnia diagenetyzacji wielu serii i trudności w przygotowaniu próbek do analizy. Analiza osadów werfeńskich i kajprowych (72, 75) stwierdziła obecność w nich przeważnie tylko pospolitych minerałów ciężkich jak cyrkon, brunatny lub niebiesko-zielony turmalin. Rzadziej występuje tu granat, rutil, epidot, zojzyt. Występowanie amfibolu jest wątpliwe. Spotykane w tych osadach baryt i syderyt są przypuszczalnie epigenetyczne. Tokarski i Oberc (69) stwierdzili w eocenie tatrzańskim obecność granatu, cyrkonu, rutilu, epidotu, staurolitu i turmalinu. Interesująca jest tu obecność staurolitu, nie stwierdzonego dotąd w osadach triasu tatrzańskiego. Być może w okresie trzeciorzędowym wydzwignięty został jakiś kompleks skalny, zakryty lub nie erodowany w ciągu triasu, a zbudowany ze skał metamorficznych czy osadowych zawierających staurolit.

Więcej materiału dla wniosków geologicznych dostarczyły prace nad skałami osadowymi *Karpat fliszowych*. W związku z badaniami piaskowców inoceramowych i eocenkich okolic Ciężkowic stwierdził Zerndt (84) w tych skałach obok minerałów trwałych także obecność hornblendy zwyczajnej i bazaltowej, apatytu i granatu. Wiążąc pochodzenie piaskowców z materiałem prakarpackim autor przypuszcza, że w skład trzonu Pra-

karpatach wchodziły skały magmowe głębinowe i wylewne oraz skały metamorficzne.

Zerndt przeprowadził również próbę uzyskania wniosków paleogeograficznych na podstawie różnej morfologii minerału tak odpornego jak cyrkon, który może być, zdaniem autora, minerałem przewodnim (84, 86). Badając szczegółowo morfologię cyrkonów z granitów i gnejsów tatrzańskich, porfirów krakowskich, egzotyków i piaskowców karpaccich, granitów wołyńskich i sudeckich oraz z głazów narzutowych okolic Krakowa i Łodzi, stwierdza on analogię morfologii kryształów cyrkonu piaskowca ciężkowickiego z cyrkonem granitu z Bugaja oraz z granitów sudeckich.

Małkowski (38) i Jaksa-Bykowski (8) analizowali piaskowce fliszu granicznego i magurskiego okolic Krościenka nad Dunajcem i stwierdzili w nich obecność granatu i apatyty obok minerałów odpornych. Autorowie ci wiążą również pochodzenie materiału z trzonem Prakarpata.

W wynikach swej pracy z r. 1931 podaje Jaskólski (24), że w formacji kredowej, a zwłaszcza w piaskowcu jamneńskim charakterystycznymi minerałami ciężkimi są: czarny turmalin, rutil, staurolit, epidot i dysten. Rzadszy niż w innych, młodszych piaskowcach fliszowych jest tutaj granat. W serii dolnokrośnieńskiej przeważa natomiast granat i pojawia się różowy turmalin, brak jest turmalinu czarnego. — Również w wynikach pracy z r. 1939 (25) podkreśla Jaskólski, że w młodszych poziomach karpaccich występują głównie minerały charakterystyczne dla skał metamorficznych, mianowicie granat i staurolit, co jest, zdaniem autora, wynikiem postępującej zwolna erozji skał prakarpaccich.

W r. 1947 ukazała się praca J. Tokarskiego (68) dotycząca minerałów ciężkich profilu Oporu w Karpatach Wschodnich oraz profilu Żółków w Karpatach Zachodnich. Analizy ilościowe frakcji ciężkiej były tu wykonane dla każdej większej jednostki stratygraficznej od warstw inoceramowych do krośnieńskich. Występują tu na ogół te same składniki mineralne, ale w różnych stosunkach ilościowych. Jedynie w serii inoceramowej występują składniki w innych seriach nieobecne, mianowicie dysten i andaluzyt obok innych, we wszystkich badanych seriach obecnych minerałów, do których należą: turmalin, rutil, staurolit, cyrkon i granat. W całej tej serii fliszowej wyraźnie antagonistycznie zachowują się cyrkon i granat; ilość cyrkonu wzrasta od warstw inoceramowych do hieroglifyowych, a potem stale spada, wprost przeciwnie zachowuje się granat. Obserwacje Tokarskiego stwierdzające wzrost ilości granatu w młodszych poziomach fliszowych są zatem zgodne z wynikami Jaskólskiego. Tokarski stwierdza poza tym inne prawidłowości w badanej serii: rutil spada począwszy od warstw polanickich, staurolit pojawia się w największym procentie w warstwach inoceramowych, turmalin aż do warstw polanickich występuje w dość znacznych ilościach, które w następstwie spadają;

w warstwach krośnieńskich jego procent jest nieznaczny i mniej więcej stały.

Wyniki pracy A. Oberca dotyczące stratygrafii warstw krośnieńskich na podstawie minerałów ciężkich znane są dotąd jedynie z komunikatu J. Tokarskiego z r. 1947 (68). Z komunikatu powyższego wynika, że w różnych poziomach warstw krośnieńskich występują charakterystyczne zespoły minerałów ciężkich. Szczegółowe wyniki prac autora nie zostały jeszcze opublikowane.

Skały osadowe *terenu krakowskiego* dopiero w latach powojennych obudziły żywsze zainteresowanie petrografów. Minerały ciężkie osadów karbońskich były co prawda w 1927 r. opisane przez Niewiestina (42), jednak autor nie podał na podstawie tych minerałów żadnych wniosków geologicznych. Wymienia on minerały następujące: biotyt, granat, turmalin, cyrkon, apatyt, rutyl.

Analizowane w latach ostatnich przez K. Łydkę (36) warstwy libiąskie zawierają znaczne ilości granatu, którego ilość dochodzi do 4% osadu. Tę znaczną koncentrację wiąże autor z erozją trzonów prakarpacckich i szybką sedymentacją, o czym świadczy znaczny procent skaleni w szarogłazach warstw libiąskich. Obok granatu charakterystyczne dla warstw libiąskich są staurolit i dysten. W arkozie kwaczalskiej analizowanej przez K. Łydkę i autorkę tego artykułu (78) ilość granatu spada w stosunku do odporniejszych minerałów, co pozostaje przypuszczalnie w związku z dojrzewającą stopniowo morfologią terenu i powolniejszą sedymentacją materiału. W piaskowcu karniowickim stosunki we frakcji ciężkiej są podobne jak w arkozie kwaczalskiej, spada jednak znacznie ilość dystenu w stosunku do ilości staurolitu. K. Łydka, któremu zawdzięczamy wyniki analiz tego piaskowca (36), przypuszcza, że piaskowiec karniowicki jest produktem przerobienia arkozy kwaczalskiej; proces powtórnej przeróbki materiału osadowego prowadzi do częściowego zniszczenia ziarn dystenu, który dzięki swej dobrej łupliwości łatwiej ulega rozdrobnieniu niż staurolit i przechodzi do frakcji ilastych.

Należący już do permu zlepieniec myślachowicki analizowany był również przez K. Łydkę (36). W spoiwie piaszczystym tego zlepieńca przeważają następujące minerały ciężkie: biotyt, spinel, magnetyt i cyrkon; w niektórych próbkach stwierdzono też obecność turmalinu i dystenu. Obecność wymienionych minerałów skłania autora do przypuszczenia, że materiał budujący zlepieńce myślachowickie pochodził z wapieni węglowych i dewońskich oraz ze skał magmowych, które jako otoczaki wchodziły niekiedy w skład zlepieńca; lokalnie został domieszany materiał z arkozy kwaczalskiej, o czym świadczy obecność dystenu.

Na podstawie powyższych wyników prac dotyczących minerałów ciężkich karbonu i permu Okręgu Krakowskiego stwierdzamy, że analiza

tych minerałów dała cenne przyczynki dla wskazania źródła materiału osadów oraz przebiegu procesów tektonicznych i erozyjnych w górnym karbonie i dolnym permie. Wnioski na temat użyteczności tych analiz dla celów korelacyjnych byłyby jeszcze przedwczesne. Skład frakcji ciężkiej skał z różnych odsłoneń tych samych warstw jest wprawdzie dość jednostajny, porównywane analizy dotyczą jednak wyłącznie skał o podobnej strukturze i wykształceniu facjalnym.

Znaczenie minerałów ciężkich jako wskaźnika źródła materiału detrytycznego przedstawia praca L. Kotera (27), dotycząca glin ogniotrwałych. Wśród minerałów ciężkich glin oraz wkładek piaszczysto-mułkowych stwierdził autor obecność tych samych minerałów, jakie występują w arkozie kwaczalskiej, a w szczególności dystenu i staurolitu. Fakt ten skłania do przypuszczenia, że materiał detrytyczny glinek pochodzi przynajmniej częściowo z piaskowców karbońskich, a w każdym razie z tego samego masywu krystalicznego, który dostarczał materiału dla tych piaskowców.

Analizy minerałów ciężkich skał osadowych *Gór Świętokrzyskich* są dość liczne, lecz wyniki prac różnych autorów nie zawsze są zgodne.

W piaskowcach dolno-kambryjskich wschodniej części *Gór Świętokrzyskich* stwierdził Radziszewski (50) wielką obfitość minerałów ciężkich i bardzo liczne ich gatunki. Obok pospolitych i trwałych minerałów zauważył autor następujące: granat, chromit, diopsyd, enstatyt, hornblenda bazaltowa i zwyczajna, egiryn, tytanit, oliwin, biotyt, fluoryt i korund. Na podstawie obecności tych minerałów wnioskuje Radziszewski, że materiału detrytycznego dostarczały skały magmowe jak granity amfibolowe i alkaliczne, sjenity, dioryty, pegmatyty, apłity, skały gablo-norytowe — oraz różne skały metamorficzne. Masywem dostarczającym tych skał mógł być Masyw krystaliczny Wołyńsko-Ukraiński.

Wyniki prac Radziszewskiego nasuwają pewne niewyjaśnione dotąd zagadki. W analizowanych skałach kambryjskich skalenie występują w nieznaczej ilości i plagioklasy są na ogół zwierzałe. W stanie świeżym zachowały się jedynie skalenie alkaliczne. Nie jest wobec tego zrozumiałe, w jaki sposób mogły się tu zachować minerały ciężkie mało trwałe, a zwłaszcza oliwin, co do którego liczne obserwacje wskazują, że występuje tylko w utworach czwartorzędowych. Również co do źródła materiału detrytycznego nasuwają się zastrzeżenia, gdyż nie wszystkie wymienione minerały ciężkie mogły pochodzić z Masywu Wołyńsko-Ukraińskiego.

Odmienny zespół minerałów w skałach kambryjskich *Gór Świętokrzyskich* został stwierdzony przez Morawieckiego (40) i Kuhla (30). W kwarcytach łysogórskich obok minerałów trwałych stwierdził Morawiecki jedynie obecność apatyty, podejrzewa on co prawda także obecność amfibolu, minerał ten nie dał się jednak dokładnie oznaczyć. W utworach

środkowo-kambryjskich Gór Pieprzowych koło Sandomierza z mniej odpornych minerałów wymienia Kuhl jedynie granat i piroksen; zauważył on również dysten, nie stwierdzony w utworach dolnego kambru.

Dużą wagę przywiązują geologowie polscy do pracy Pawlicy z r. 1919 dotyczącej rud ilastych Starachowic (44). Autor omawia w tej pracy nie tylko skład mineralny i genezę złoża rud, lecz także osady im towarzyszące i występujące w ich stropie. Wśród minerałów ciężkich piaskowca starachowickiego wymienia Pawlica, obok najpospolitszych i trwałych jak: cyrkon, rutyl, turmalin i tlenki żelaza, wiele innych, a mianowicie: hypersten, augit, egiryn, amfibol zwyczajny i bazaltowy, glaukofan, zoizyt, epidot, ortyt, granat, tytanit, andaluzyt i fluoryt. Te same minerały, a obok nich wezuwian, znalazł Pawlica w równowiekowym piaskowcu szydłowieckim. Na podstawie minerałów ciężkich wnioskuje Pawlica, że materiału dostarczały granity i sjenity alkaliczne, ponadto gabra i noryty oraz łupki krystaliczne.

W swej pracy o utworach retyko-liasowych okolic Starachowic podaje Pawlica także wyniki analiz piaskowca tumlińskiego, należącego do serii piaskowca pstrego. Skład frakcji ciężkiej jest tu nieco odmienny niż w wyżej wymienionych osadach. Brak jest glaukofanu i egirynu, bardzo rzadka jest hornblendą zieloną i hypersten. Natomiast bardzo obficie występuje tu hornblendą bazaltowa i zoizyt. Pawlica przypuszcza więc, że masyw dostarczający materiału dla piaskowca pstrego miał odmienny charakter petrograficzny niż masyw, z którym genetycznie związane były piaskowce retyko-liasu. W zaraniu epoki mezozoicznej leżał on na południowy zachód od dzisiejszej Polski.

W odniesieniu do wyników prac Pawlicy nasuwają się podobne trudności, co w przypadku faktów przedstawionych przez Radziszewskiego. Skalenie w piaskowcach okolic Starachowic są zupełnie rozłożone, natomiast zachowały się tak nietrwałe minerały jak egiryn i glaukofan.

Późniejsze analizy piaskowca szydłowieckiego wykazały znacznie prostszy skład frakcji ciężkiej niż podaje Pawlica². Zauważono tu jedynie turmalin, rutyl, cyrkon, piroksen jednoskośny oraz nie wymienione przez Pawlicę staurolit i dysten. Podobny zespół stwierdzono w piaskowcu pstrym z okolic Skarżyska, zauważono tu również granat i epidot. Powyższe niezgodności w wynikach analiz będą zapewne w przyszłości rozstrzygnięte na podstawie większej ilości materiału analitycznego.

W związku z opracowaniem środkowo-jurajskich złóż rud oolitowych w Parczowie analizuje Kuźniar (31) minerały detrytyczne. Wśród składników ciężkich wymienia on następujące: ilmenit, hematyt, cyrkon, turmalin, rutyl, granat, spinel, muskowit i epidot. Epidotu nie można było jed-

² Nieopublikowane analizy wykonane przez autorkę artykułu.

nak dokładnie oznaczyć. Autor stwierdza, że cały ten zespół minerałów ciężkich ma tak kosmopolityczne oblicze, że nie można podać żadnych wniosków co do obszarów, z których one mogły pochodzić. Jego zdaniem wszystkie te minerały należą do odpornych na czynniki wietrzeniowe i prawdopodobnie odbyły długą drogę od źródła materiału detrytycznego.

Porównanie wyników Pawlicy i Kuźniara wskazuje na zupełnie odmienny przebieg i kierunek transportu materiału detrytycznego osadów dolnej i środkowej Jury Gór Świętokrzyskich.

W piaskowcach albskich antykliny rachowskiej, analizowanych przez autorkę (73), występują obok cyrkonu, rutyłu i turmalinu następujące minerały charakterystyczne: staurolit, dysten, granat, biotyt, piroksen rombowy i jednoskośny. Jedynie piroksen pochodzi przypuszczalnie ze skał magmowych (być może ze skał zasadowych Gór Świętokrzyskich), inne mogły mieć swe źródło w starszych skałach osadowych.

Przyczynkiem do charakterystyki minerałów ciężkich Gór Świętokrzyskich jest praca mineralogiczno-krystalograficzna Wojciechowskiego, dotycząca morfologii mikroskopowych cyrkonów skał dolno-kambryjskich wschodniej części Gór Świętokrzyskich (83). Autor stwierdza pewne podobieństwo cyrkonów pochodzących ze skał opisanych przez Radziszewskiego do cyrkonów opracowanych przez Zerndta (86) z kwarcytów Gór Świętokrzyskich. Jednakże — zdaniem autora — materiał analizowany nie był dostatecznie obfity, aby móc rozstrzygnąć, czy cyrkonny Gór Świętokrzyskich odznaczają się swoistą morfologią w porównaniu z cyrkonami obszarów sąsiednich. Nie można też uzyskać konkretnych wniosków co do pochodzenia tych minerałów.

Na podstawie wszystkich dotychczasowych opracowań minerałów ciężkich Gór Świętokrzyskich uzyskaliśmy cenny materiał dla wniosków geologicznych, który wymaga jednak sprawdzenia i uzupełnienia drogą systematycznych badań mineralogiczno-petrograficznych na całym obszarze tych gór i w seriach różnego wieku.

W utworach sarmackich okolic Rybnicy i Dwikoz koło Sandomierza stwierdził K. Łydka (34) obecność cyrkonu, dystenu, staurolitu, rutyłu i turmalinu. Pochodzenie materiału tych utworów wiąże autor ze starszymi skałami osadowymi Gór Świętokrzyskich. Warto podkreślić, że na podstawie badań K. Łydki i autorki artykułu dysten i staurolit stanowią zespół minerałów występujący stale w różnych seriach osadowych Gór Świętokrzyskich i że prażródła materiału należy szukać wśród jednolitego kompleksu skał metamorficznych, który dziś już nigdzie w sąsiedztwie nie jest odsłonięty.

Na Wyżynie Lubelskiej opracowano minerały ciężkie górnej kredy, oligocenu, sarmatu i niektórych utworów preglacjalnych i czwartorzędowych.

Wśród składników detrytycznych górnej kredy wymienia Sujkowski (63) granat, turmalin, dysten i cyrkon. Stwierdza on, że wszystkie te minerały, bardzo odporne na wietrzenie, mogą przechodzić mienaruszone przez kilka kolejno przerabianych osadów i wskutek tego mają małe znaczenie dla określenia źródła materiału.

W utworach oligoceńskich i sarmackich okolic Chełma, analizowanych przez autonkę (74), występuje podobny zespół minerałów jak w piaskach albskich. Dysten i staurolit stanowią tu znów charakterystyczny zespół. Różnice w składzie ilościowym minerałów ciężkich piasków oligoceńskich i sarmackich mogą być wynikiem różnej wielkości ziarna tych piasków.

W pracy dotyczącej preglacjału i najstarszego plejstocenu Wyżyny Lubelskiej (23) minerały ciężkie odegrały rolę wskaźnika rozstrzygającego w odgraniczeniu utworów plejstocieńskich od preglacjalnych. Piaski preglacjalne mają skład frakcji ciężkiej podobny do osadów sarmackich, oligoceńskich i albskich. W piaskach i mułkach plejstocieńskich pojawia się hornblenda, głównie zielona, rzadziej brunatna lub aktyolit, wybitnie wzrasta procent granatu nielicznego w osadach starszych. Ponadto pojawiają się w osadach plejstocieńskich nieobecne w utworach starszych: apatyt, chloryt, epidot, zoizyt, korund, sylimanit i tytanit.

Piaski morenowe, wydymowe i plażowe okolic Puław były analizowane przez Trembaczowskiego (70). Wśród minerałów ciężkich we wszystkich piaskach przeważa granat, ponadto występują: rutil, cyrkon, turmalin, staurolit, dysten, pirokseny, amfibole, biotyt. Autor wnioskuje, że wszystkie piaski czerpały swój materiał głównie z głązów narzutowych i nie znajduje wskazówek co do udziału materiału trzeciorzędowego. Można by się doszukać takiego udziału w charakterystycznym stowarzyszeniu staurolitu i dystenu, jednak i te minerały mogą pochodzić ze skał skandynawskich.

Piaski wydymowe okolic Warszawy były analizowane przez Małkowskiego (37). Stwierdził on w nich obecność następujących minerałów ciężkich: cyrkon, rutil, amataz, turmalin, apatyt, andaluzyt, sylimanit, dysten, staurolit, epidot, tytanit, oliwin, hypersten, augit, hornblenda, biotyt, magnetyt, granat, spinel. Minerały te, charakterystyczne dla skał magmowych i metamorficznych, są według autora genetycznie związane z głązami narzutowymi, pochodzącymi ze skał skandynawskich.

Wyniki pracy dotyczącej utworów rzecznych doliny Bugu (76) rozpatrzyłam już częściowo w poprzednich rozdziałach. Podkreśliłam, że we wszystkich piaskach i mułkach przeważają granat i hornblenda zielona, których stosunek jest zmienny w zależności od wielkości ziarna osadu. Z innych minerałów ciężkich występują jeszcze w znacznieniejszym procencie: staurolit, dysten, pirokseny, cyrkon i turmalin. W nieznacznych zazwyczaj

ilościach pojawiają się: rutyl, apatyt, epidot, andaluzyt, biotyt, chloryt i korund. Materiału dla osadów dostarczyły głązy narzutowe i piaski plejstocenijskie oraz w zmiennym stosunku domieszany materiał trzeciorzędowy, ujawniający się w obecności glaukonitu w różnych próbkach piasków dorzecza Bugu.

Uważny przegląd przedstawionych tu wyników prac, które wiążą się z zagadnieniem znaczenia metody ciężkich minerałów dla wniosków geologicznych, nie powinien nikogo skłaniać do zarzucenia tej metody. Przeciwnie — wiele spośród osiągniętych rezultatów wybitnie zachęca do systematycznego studium minerałów ciężkich w skałach osadowych Polski. W wielu przypadkach wyniki prac naszych petrografów dostarczyły ważnych materiałów dla wniosków paleogeograficznych i sedimentologicznych. Mniejszym powodzeniem cieszyło się dotychczas rozwiązywanie zagadnień stratygraficznych. Nie znaczy to, aby metoda analizy ciężkich minerałów była tu zupełnie nieprzydatna. Pomyślnych wyników można się spodziewać jednak tylko wówczas, gdy każdy kompleks osadowy będzie studiowany systematycznie.

*Zakład Petrografii Skał Osadowych U. W.
Warszawa, w styczniu 1955 r.*

LITERATURA CYTOWANA

1. BATURIN V. P. Nekotorye voprosy petrografii v izučenii četvertičnych otkożenij Russkoj platformy. — Trudy Assoc. po izuč. četvert. perioda, 3. 1933.
2. — Paleogeografia po terrigennym komponentam. ONTI. 1937.
3. BOSWELL P. G. H. On the mineralogy of sedimentary rocks. A series of essays and a bibliography. London 1933.
4. BOWEN N. L. The evolution of the igneous rocks. Princeton 1928.
5. BRAMLETTE M. N. Natural etching of detrital garnet. — Amer. Miner., vol. 14, pp. 336-337. 1929.
6. — The stability of minerals in sandstones. — J. Sedim. Petrol., vol. 11, pp. 32-36. 1941.
7. BURRI C. Sedimentpetrographische Untersuchungen an alpinen Flusssanden I: Die Sande des Tessin. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. IX, H. 2. 1929.
8. BYKOWSKI-JAKSA CZ. Przyczynek do charakterystyki petrograficznej fliszu magórskiego okolic Krościenka nad Dunajcem (Contribution à l'étude pétrographique du Flysch de Magoura des environs de Krościenko sur le Dunajec). — Arch. Mineral., t. I, s. 123-40. 1925.
9. CAYEUX L. Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Paris. 1929.
10. COGEN W. M. Some suggestions for heavy mineral investigations of sediments. — J. Sedim. Petrol., vol. V. 1935.
11. DAUBRÉE A. Sur la distribution de l'or dans la plaine du Rhin et sur l'extraction de ce métal. — Ann. Mines, pp. 3-26. Paris, 1846.
12. DÉVERIN L. Minéraux authigènes dans les roches sédimentaires. — Schweiz Min. Petr. Mitt., Bd. V, pp. 433-434.

13. DREIMANIS A. & REAVELY G. H. Differentiation of the lower and upper till along the north shore of Lake Erie. — *J. Sedim. Petr.*, vol. 23, No. 4, pp. 238-260. 1953.
14. DRYDEN L. & DRYDEN C. Comparative rates of weathering of some common heavy minerals. — *Ibidem*, vol. 16, No. 3. 1946.
15. DUPLEIX S. Étude minéralogique des sédiments sableux des nappes alluviales anciennes de Gave de Pau et de l'Adour. — *Bull. Soc. Géol. France*, t. 3, f. 4-6. 1954.
16. FOUQUÉ F. Santorin et ses éruptions. 1879.
17. FRIESE F. W. Untersuchungen von Mineralien auf Abnutzbarkeit bei Verfrachtung in Wasser. — *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, vol. 41, pp. 1-7. 1931.
18. GOLDICH S. A. A study in rock weathering. — *J. Geol.*, vol. 46, pp. 17-58. 1938.
19. GRIFFITHS J. C. Sedimentary petrography and oil industry. — *J. Sedim. Petr.*, vol. 17, No. 1. 1947.
20. HATCH F. H. & RASTALL R. H. The petrology of the sedimentary rocks. 3rd ed. London 1952.
21. HAÜY R. J. *Traité de minéralogie*. I-ère éd. Paris 1801.
22. HAWKES L. & SMYTHE J. A. Garnet-bearing sands of the Northumberland Coast. — *Geol. Mag.*, vol. 68, pp. 345-361, 1931.
23. JAHN A. & TURNAU-MORAWSKA M. Preglacial and oldest Pleistocene deposits of the Lublin Upland) — *Biul. P. I. G.*, 65. 1952.
24. JASKÓLSKI S. Materiały do geologii i petrografii fliszu karpackiego okolic Rymanowa (Contribution to the geology and petrography of the Carpathian Flysch in the vicinity of Rymanów). — *Spraw. P. I. G.*, VI, s. 697-741. 1931.
25. — Wstęp do charakterystyki petrograficznej niektórych seryj ropnych polskich Karpat fliszowych (Einführung in die petrographische Charakteristik gewisser ölführenden Schichtfolgen der polnischen Flyschkarpaten). — *Biul. P. I. G.*, 23, s. 1-97. 1939.
26. JURK I. & RJABOKOŃ S. M. Ob istočnikach rutila v alluvjalnych otloženijach. — *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, t. LXXIV, No. 3. 1951.
27. KOTER L. Petrogeneza glin ogniotrwałych okolic Grójca (praca magisterska niedrukowana). 1952.
28. KRYNINE P. D. Provenance versus mineral stability as a controlling factor in the composition of sediments. — *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 53, pp. 1850-1851. 1942.
29. — The tourmaline group in sediments. — *J. Geol.*, vol. 54, pp. 65-87. 1946.
30. KUHLE J. Sprawozdanie z badań petrograficznych nad utworami środkowo-kambryjskimi Gór Pieprzowych koło Sandomierza. — *Pos. Nauk. P. I. G.* 29, s. 24-26. 1931.
31. KUŹNIAR Cz. Złoże rud żelaznych oolitowych w Parczowie (Les minerais de fer oolithique à Parczow, près d'Opoczno). — *Spraw. P. I. G.*, IV, s. 3/4, s. 710-763. 1928.
32. LASSAIGNE J. L. Analyse d'un sable titanifère de Madagascar. — *Ann. Mines*, VI, pp. 457-458. Paris 1821.
33. LEINZ V. Ein Versuch Geschiebemergel nach dem Schwermineraliengehalt stratigraphisch zu gliedern. — *Zsch. Geschiebeforsch.*, Bd. 9. 1933.
34. ŁYDKA K. Utwory sarmackie okolic Rybnicy i Dwikoż, Szkieł petrograficznych (Sarmatian deposits of Rybnica and Dwikoż, district Sandomierz). — *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska*, vol. V, 1, Sectio B. Lublin 1950.

35. — Materiały do znajomości miocenu Roztocza (Materials to the knowledge of the Roztocze Lubelskie Miocene). — Biul. I. G., 71. 1954.
36. — Studia petrograficzne nad permokarbonem krakowskim. W druku.
37. MAŁKOWSKI St. O wydmach piaszczystych okolic Warszawy (Les dunes éoliennes des environs de Varsovie). — Prace T. N. W., Wyd. III, Nr 23, s. 1-48. 1917.
38. — Sprawozdanie z badań fliszu magórskiego i fliszu granicznego w okolicy Krościenka nad Dunajcem (C.-R. des recherches géologiques du Flysch des environs de Krościenko sur le Dunajec). — Spraw. P. I. G., II, s. 17-28. 1923.
39. MILNER H. B. Sedimentary petrography. 3rd ed. London 1940.
40. MORAWIECKI A. Przyczynek do znajomości kwarcytów łysogórskich (Contribution à la connaissance des quartzites des Łysogóry, Massif de Ste Croix). — Arch. Mineral., t. III, s. 114-118. 1927.
41. MÜLLER R. Tscherm. Min. Petr. Mitt., XXVII, pp. 25-48. 1877. Ref. Boswell nie podając tytułu pracy.
42. NIEWIESTIN A. Badania geologiczne warstw nadredenowych niecki bytomskiej (Geological research of the upper-Reden strata of the Bytom syncline). — Rocz. P. T. Geol., t. IV, 1927, s. 135-169. 1928.
43. OBERC A. Stratygrafia warstw krośnieńskich na podstawie ciężkich minerałów. — Spraw. P. A. U., t. XLVIII, No. 6, s. 233, 1947.
44. PAWLICA W. Ilaste rudy żelazne Starachowic (Sur les minerais de fer argileux de Starachowice). — Spraw. P. I. G., I, s. 1-71. 1920.
45. PETTIJOHN F. J. Persistence of heavy minerals and geologic age. — J. Geol., vol. 49, pp. 610-625. 1941.
46. — Sedimentary rocks. New York 1949.
47. PETTIJOHN F. J. & RIDGE J. D. A mineral variation series of beach sands from Cedar Point, Ohio. — J. Sedim. Petr., vol. 3, No. 2, pp. 92-94. 1933.
48. POPOW S. Sur le sable de magnétite et de grenat des côtes de la péninsule de Taman. — C.-R. Ac. Sci. de Russie. Ref. N. Jb. Min. etc. Referate. 1927.
49. PREOBRAZENSKIJ J. O podčetach mineralnogo petrografičeskogo sostava obłomocnych osadočnych porod. — Akad. Beljankinu k semidesiatil. so dnja rožd. Akad. Nauk SSSR, Inst. Geol. Nauk. 1946.
50. RADZISZEWSKI P. Przyczynek do petrografii dolnego kambriu we wschodniej części Gór Świętokrzyskich (Contribution à la pétrographie du Cambrien inférieur dans la partie orientale du Massif de Ste-Croix, Pologne Centrale). — Spraw. P. I. G., IV, s. 500-535. 1928.
51. RÉAUMUR R. A. F. Essais de l'histoire des rivières et des ruisseaux du Royaume qui roulent des Paillottes d'Or. — Mém. Acad. Roy., pp. 68-88. 1718.
52. REED R. D. Role of heavy minerals in the Coalinga Tertiary formations. — Econ. Geol., XLIX, pp. 730-749. 1924.
53. REICHE P. Graphic representation of chemical weathering. — J. Sedim. Petr., vol. 13, pp. 58-68. 1943.
54. RETGERS J. W. Ueber die mineralogische und chemische Zusammensetzung der Dünenande Hollands. — N. Jb. Miner. etc. 1895.
55. RITTENHOUSE G. The transportation and deposition of heavy minerals. — Bull. Geol. Soc. Am., vol. 54, pp. 1725-1780. 1943.
56. RUBEY W. W. The size distribution of heavy minerals within waterlaid sandstone. — J. Sedim. Petr., vol. 3, pp. 3-29. 1933.
57. RUCHIN L. B. Osnovy litologii. Leningrad-Moskwa 1953.

58. RUSSEL R. D. The size distribution of minerals in Mississippi River sands. — *J. Sedim. Petr.*, vol. 56, pp. 125-142. 1935.
59. SIDWELL P. Aid of sedimentary petrology to the discovery of oil. — *Ibidem*, vol. 13, No. 3. 1943.
60. SMITHSON T. The mineralogy of arenaceous deposits. — *Sci. Progress*, January 1950.
61. SORBY H. C. On the microscopical characters of sands and clays. — *Monthly Microsc. J.*, XVII, pp. 119-136. 1877.
62. SPENCER E. Albite and other authigenic minerals in limestones from Bengal. — *Min. Mag.*, No. 110, pp. 365-391. 1925.
63. SUJKOWSKI Z. Petrografia kredy Polski. Kreda z głębokiego wiercenia w Lublinie w porównaniu z kredą niektórych innych obszarów Polski (*Étude pétrographique du Crétacé en Pologne*). — *Spraw. P. I. G.*, VI, s. 485-628. 1931.
64. ŠVEČOV M. S. Petrografia osadočných porod. — *Gos. Izd. Geol. Lit. Min. Geol. SSSR*. 1948.
65. THIEL G. A. Glacio-lacustrine sediments reworked by running water. — *J. Sedim. Petr.*, II, pp. 68-75. 1932.
66. THOULET J. Notes de lithologie sous-marine. — *Ann. Inst. Océanogr.*, V, f. 9, 1913.
67. THÜRACH H. Ueber das Vorkommen mikroskopischer Zirkone und Titanminerale in den Gesteinen. — *Verh. Phys. Med. Ges. Würzburg*, XVIII, pp. 203-284. 1884.
68. TOKARSKI J. Ciężkie minerały jako wskaźniki stratygraficzne serii fliszowych (Heavy minerals as stratigraphical marks of Flysch series). — *Nafta*, t. 3, nr 9, s. 261-264. 1946. Także: *Bull. Acad. Pol. Sci. Lettr.*, S. A. 1947.
69. TOKARSKI J. & OBERC A. Z petrografii eocenu Tatr (Contribution to the petrography of the Eocene of the Tatra Mts.). — *Roczn. P. T. Geol.*, XXI, (1951), z. 4. 1952.
70. TREMBACZOWSKI J. Próba wyjaśnienia pochodzenia piasków plaży i wydmy w Puławach (Origin of beach- and dune-sands in Puławy). — *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska*, B. III, s. 67-78. 1948.
71. TSCHIRWINSKI P. N. Petrographische Untersuchung der dunklen Sande vom nördlichen Strande des Azovischen Meeres. — *Verh. Russ. Min. Ges.*, 54, 1925. *Ref. N. Jb. Miner. etc.*, Abt. A, Bd. 1. 1927.
72. TURNAU-MORAWSKA M. Permotrias lądowy Tatr i jego stosunek do trzonu krystalicznego (Permian and Triassic continental facies of Tatra and their relation to the crystalline massif). — *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska*, B. II, s. 187-226. Lublin 1947.
73. — Piaskowiec albski okolic Rachowa nad Wisłą (An Albian sandstone in the environment of Rachów on the Vistula-river). — *Ibidem*, B. III, s. 33-66. 1948.
74. — Spostrzeżenia dotyczące sedymentacji i diagenety sarmatu Wyżyny Lubelskiej (Remarks concerning sedimentation and diagenesis of Sarmatian deposits on the Lublin Upland). — *Ibidem*, B. IV, s. 135-194. 1949.
75. — Kajper tatrzański. Jego petrografia i sedymentologia (Tatra Keuper, its petrography and sedimentology). — *Acta Geol. Pol.* vol. III/1. 1953.
76. — Utwory rzeczne doliny Bugu między Terespołem a Wyszkiem (Fluvial deposits in the Bug valley between Terespol and Wyszaków). — *Biul. I. G.*, 68. 1952.
77. — Przegląd współczesnych zagadnień petrografii skał osadowych. — *Wiad. Muz. Ziemi*, vol. VI/1. 1952.

78. TURNAU-MORAWSKA M. & ŁYDKA K. *Studia petrograficzne nad arkozą kwaczalską (Petrographic study of the arkose of Kwaczała)*. — Roczn. P. T. Geol., t. XXII, z. 4. 1954.
79. TWENHOFEL W. H. *Principles of sedimentation*. 2nd ed. New York-London 1950.
80. TWENHOFEL W. H. & TYLER S. A. *Methods of study of sediments*. New York and London 1941.
81. TYLER S. A. *Heavy minerals of the St. Peter sandstone in Wisconsin*. — *J. Sedim. Petr.*, vol. 6, No. 2. 1936.
82. VATAN A. *Rythmes de sédimentation en Aquitaine au Crétacé et au Tertiaire*. — *Proc. of Section C. Geol. Congress, Great Britain 1948, Part IV*.
83. WOJCIECHOWSKI J. *O cyrkonach mikroskopowych skał dolno-kambryjskich we wschodniej części Gór Świętokrzyskich (Sur les zircons microscopiques de roches infracambriennes de la partie orientale du Massif de Ste-Croix)*. — *Spraw. P. I. G.*, VI, s. 335-341, 1930.
84. ZERNDT J. *O mikroskopowych cyrkonach z piaskowców okolicy Ciężkowic (Über mikroskopische Zirkone aus den Karpathensandsteinen der Umgegend von Ciężkowice)*. — *Spraw. P. A. U.*, t. XXIX, nr 5, s. 5. 1924.
85. — *Piaskowce okolicy Ciężkowic (Petrographische Studien über Karpathen-Sandsteine der Umgegend von Ciężkowice)*. — *Bull. Acad. Pol. Sci. Lettr.*, s. 195-218. 1924.
86. — *Cyrkony jako minerały przewodnie*. — *Spraw. P. A. U.*, t. XXXI, nr 6, s. 23-25, 1927. — *Mikroskopische Zirkone als Leitminerale*. — *Bull. Ac. Pol. Sci. Lettr., Série A*. 1927.