

BADANIA FRAKCJI CIĘŻKICH W ŚWIETLE ODBITYM

STUDY OF HEAVY FRACTIONS IN A REFLECTED LIGHT

ADAM PIESTRZYŃSKI¹, JACEK RUTKOWSKI¹, ADAM GAWEL¹

Abstrakt. Badaniom mineralogicznym poddano 12 próbek okruchowych pobranych z różnych miejsc i środowisk geologicznych. Badania potwierdziły konieczność wykorzystania metod mineralogicznych i rentgenostrukturalnych do jednoznacznej identyfikacji urozmaiconego składu frakcji ciężkich. Kompleksowa analiza mineralogiczna próbek wykazała obecność materiału frakcji ciężkiej z różnych typów skał i pozwoliła na określenie przypuszczalnego źródła minerałów kruszczowych.

Słowa kluczowe: frakcja ciężka, analiza minerałów, geneza materiału.

Abstract. Twelve samples of heavy fraction were studied using different methods including XRD, and transmitted and reflected light techniques. Samples were collected from different geological environments and places. Complex mineralogical study showed diversity in mineralogical composition and source of rock materials.

Key words: Heavy fraction, mineral analysis, source of materials.

WSTĘP

Analiza szlichowa obejmuje cały szereg działań, na podstawie których można zidentyfikować skład mineralny i chemiczny szlichów. Analiza ta jest powszechnie stosowana w badaniach klastycznych skał osadowych i w prospekcji złóż. W Polsce oznaczenia takie są masowo przeprowadzane dla czwartorzędowych skał osadowych (np. Racinowski, 1995) i wchodzi w zakres standardowych badań wykonywanych na potrzeby *Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000* opracowywanej w Państwowym Instytucie Geologicznym (PIG–PIB). Obiektem analizy szlichowej są jedynie ziarna przezroczyste, które poddaje się ocenie ilościowej. Wyjątkowo w przypadku koncentratów plażowych znad Bałtyku wydzielono magnetyt spośród ziaren nieprzezroczystych (np. Łoziński, Masicka, 1962). Analizy mine-

rałów ciężkich uwzględniające wyłącznie minerały przezroczyste są niekompletne. Celem niniejszego artykułu jest zwrócenie uwagi na możliwości identyfikacji również minerałów nieprzezroczystych i określenia ich pochodzenia.

Analizę szlichową można wykonywać zarówno w warunkach polowych, jak i laboratoryjnych. Podstawą fizyczną metody jest różnica w ciężarze właściwym minerałów. We wstępnym etapie otrzymuje się tzw. szlich. Szlich czarny zwykle jest kojarzony z koncentratem ziarn mineralnych o składzie ciężkich tlenków Fe, Ti, Cr, W, Sn, Zr, Be, Ta i Nb, rzadziej siarczków i metali szlachetnych. Szlich ten może być jednak również koncentratem lekkim, np. antracytu i wityryny, spotykanym m.in. na wybrzeżu wysp angielskich czy w osadach dennych Wisły (Rutkowski, 1986).

¹ Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; e-mail: piestrz@geolog.geol.agh.edu.pl

Analiza szlichowa znajduje duże zastosowanie w robotach geologiczno-poszukiwawczych, przy wydobywaniu złota, platyny (Zeschke, 1961; Hails, 1976) i minerałów szlachetnych (Leighton, McCallum, 1979) oraz przy ocenie jakości surowców ceramicznych. W wielu przypadkach jest ona integralną częścią zdjęcia geologicznego. Korelacje skał osadowych wykonane na szlichach są pomocne w lokalizowaniu horyzontów przewodnich, które mają duże znaczenie dla oceny sekwencji skał osadowych w zbiornikach sedymentacyjnych (Sindowsky, 1938; Doeglas, 1940; Hubert, 1971; Galloway, 1972; Morton, 1982; Boenigk, 1983; Hansley, 1986; Weissbrod, Nachmias, 1986; Morton, 1987; Hurst, Mirton, 1988). Takie analizy są przeprowadzane przy ocenie potencjału roponośności i gazonośności basenów sedymentacyjnych. Badania minerałów ciężkich są wykorzystywane do celów litostratygraficznych (Racinowski, 1995). Wykonywanie sztucznych szlichów ze skał zwięzłych równocześnie z szlichami ze skał luźnych często pozwala wnioskować o źródle danego minerału. Analiza taka przynosi również informacje o składzie skał podłoża i ich ewentualnym potencjale złożowym.

Klasyczna analiza szlichowa została dokładnie opisana w podręczniku Kopczenowej „Analiza mineralogiczna szlichów” (1955), zawierającym wszystkie niezbędne informacje potrzebne do określenia składu mineralnego szlichu. Analizę mineralogiczną szlichów można również prowadzić na podstawie nowszych opracowań: Truszkowa i Kucharenko (1961), Borkowskiej i Smulikowskiego (1973), Maneckiego (1979) oraz Mange i Maurer (1992). Szczególnie ostatnie z nich pozwala na poprawną identyfikację ziaren minerałów ciężkich o różnej grubości, obserwowanych w optycznym mikroskopie transmisyjnym. Sugerowanym podręcznikiem wyjaśniającym techniczne problemy wyko-

nywania szlichu jest opracowanie Iciksona „Opróbowanie szlichowe przy wykonywaniu zdjęcia geologicznego oraz przeglądowych prac poszukiwawczych” (1955), zawierające również przykładowe interpretacje danych otrzymanych z analizy szlichowej. W dotychczasowych pracach, poza nielicznymi wyjątkami (por. Stumpfl, 1958), brak informacji na temat badań szlichów w świetle odbitym. W klasycznej analizie szlichy są badane wyłącznie pod lupą binokularną i mikroskopem transmisyjnym. Badania te pozwalają na identyfikację minerałów przezroczystych i niektórych półprzezroczystych. Badania minerałów nieprzezroczystych, stanowiące zwykle podstawową masę wykonanych szlichów, ograniczają się do rozdzielenia na frakcję magnetyczną i niemagnetyczną lub elektromagnetyczną. W wielu przypadkach (np. Sawicka, 1953; Jęczmyk, 1971, 1979; Grodzicki, Kułakowski, 1975; Kanasiewicz, 1992; Racinowski, 1995) analizie mineralogicznej (głównie pod lupą binokularną) jest poddawana tylko grupa minerałów przezroczystych i półprzezroczystych. Tego typu badania są niezwykle pomocne, jednak jeżeli udział frakcji nieprzezroczystych jest duży (nawet do ponad 80%), taka metoda badań jest zawodna, bo jak z użyciem lupy binokularnej odróżnić np. kolumbit od wolframitu. Ponadto nie odpowiada ona na pytanie o pochodzenie minerałów ciężkich. Odpowiedź na to pytanie można uzyskać przeprowadzając badania szlichów z rozwinięciem metod badawczych, takich jak: rentgenostrukturalne (XRD), mikroskopowe w świetle odbitym (ŚO) i chemiczne w mikroobszarze (WDS, EDS). W niniejszym artykule przedstawiono wyniki badań porównawczych przeprowadzonych na tym samym zestawie próbek, zebranych przez jednego z autorów (J. Rutkowski), z zastosowaniem metod rentgenostrukturalnych i mikroskopowych w świetle odbitym.

POCHODZENIE MATERIAŁU DO BADAŃ

Przedmiotem badań porównawczych z zastosowaniem różnych metod było 12 próbek pobranych z różnych miejsc i środowisk geologicznych.

Próbkę 4 pobrano w kopalni w Bełchatowie z gliny lodowcowej. Głina ta pochodzi z deglacjacji lądolodu zlodowacenia warty (Goździk, 2001), a znajdujący się w niej materiał klastyczny powstał poprzez mechaniczne pokruszenie skał skandynawskich.

Próbkę 1 (z Sobolewa) i próbkę 8 (z Potasznia) pobrano z dużych żwirowni znajdujących się w okolicach Suwałk. Próbki reprezentują piaski wodnolodowcowe (Ber, 2000), powstałe w wyniku przemywania glin lodowcowych.

Z bałtyckich piasków plażowych pobrano próbkę 9 (z Jastrzębiej Góry) oraz próbkę 10 (z Rozewia). Piaski te są wzbogacone w minerały ciężkie, stąd ich czerwona (pr. 9) i jasnowiśniowa (pr. 10) barwa. Opróbowane piaski plażowe są produktem naturalnej koncentracji i grawitacyjnej segregacji pod wpływem działania fal morskich i pochodzą z wie-

lokrotnie przerabianych piasków wodnolodowcowych i glin lodowcowych (Łoziński, Masicka, 1962).

Próbka 2 reprezentuje piaski stożków napływowych potoku Roztoka, znajdujących się poniżej Wodogrzmotów Mickiewicza w dolinie Roztoki w Tatrach Wysokich. Badane piaski rzeczne powstały w wyniku rozkruszenia skał granitowych.

Próbki 3, 5 i 6 pobrano z preglacjalnych dojrzałych piasków rzecznych z Witowa koło Koszyc. Probka 7 również pochodzi z Witowa, z tzw. żwirów mieszanych, stanowiących mieszaninę preglacjalnych żwirów z Witowa z osadami lodowcowymi zlodowacenia sanu 2. Te ostatnie prawdopodobnie były pierwotnie glinami lodowcowymi zawierającymi materiał skandynawski (Rutkowski, 1998). Z piasków rzecznych z Witowa pobrano także próbkę 11 (surową).

Analizowana próbka 12 pochodzi z piasków plażowych jeziora Wigry.

Wszystkie próbki do badań zostały dostarczone przez J. Rutkowskiego.

ANALIZA RENTGENOSTRUKTURALNA (XRD)

Identyfikacja minerałów metodą rentgenograficzną polega na stwierdzeniu obecności zbioru odległości międzypłaszczyznowych wzorca konkretnego minerału (dane z katalogu ICDD), w zbiorze odległości międzypłaszczyznowych otrzymanych z rentgenogramu próbki. Często występujące zjawisko izostrukturności, niekiedy uniemożliwia jednoznaczą identyfikację, np. rozróżnienie magnetytu od magnesioferytu i innych spineli o zawartości w szlichu poniżej 5% jest praktycznie niemożliwe. Koincydencje najmocniejszych pików dyfrakcyjnych różnych minerałów (np. hematytu, pirytu i markasytu), również uniemożliwiają ich

rozróżnienie w przypadku, gdy występują w niewielkich ilościach. Podstawienia izomorficzne występujące w strukturze niektórych minerałów (np. w kalcycie, dolomicie, syderycie, skaleniach i in.), powodujące zmianę ich parametrów sieciowych, a więc przemieszczenie położenia charakterystycznych pików dyfrakcyjnych, niekiedy znacznie utrudniają przeprowadzenie poprawnej identyfikacji. Najczęściej, dopiero zastosowanie wielu metod badawczych, pozwala na otrzymanie zadowalających wyników analizy składu mineralnego. Przykładowe analizy 11 próbek szlichowych i jednej próbki bez wstępnego wzbogacania pobra-

Tabela 1

Skład mineralny szlichów oznaczony metodą rentgenograficzną (XRD)
Mineral composition of heavy fractions, determined by XRD method

Minerał	Próbka											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Kwarc	++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+	+	+++	+++
Almandyn	-	-	++	+	++	++	+	+	+	+	+	+++
Cyrkon	-	-	+	+	+	+	-	+	+	+	+	-
Plagioklaz	+	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	-
Ilmenit	+	+	+	+	+	+	+	+	+++	+++	-	+
Magnetyt	+	+	-	+	+	-	+	+	+	++	-	-
Hematyt	+++	++	-	+	-	-	++	+	+	++	-	-
Rutyl	+	+	++	+	++	+	+	+	+	+	+	-
Brookit	-	-	+	-	+	-	-	-	-	-	-	-
Anataz	-	+	+	+	+	+	+	+	+	-	-	-
Tytanit	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-
Getyt	+	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-
Piryt	-	+	+	-	-	-	+	+	+	-	-	-
Pirotyn	-	-	+	+	+	+	-	-	+	-	-	-
Oliwin	-	+	+	+	+	-	+	-	-	-	-	-
Kalcyt	-	-	+	+	+	+	-	+	-	-	-	-
Dolomit	-	-	-	-	+	-	-	+	-	-	+	-
Illit	-	+	-	-	-	-	+	-	-	-	+	-
Chloryt	-	+	-	-	-	-	+	-	-	-	+	-
Amfibol	-	-	-	+	-	-	-	+	-	-	-	-
Piroksen	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+

1 – Sobolewo k. Suwałk, żwirownia, piaski wodnolodowcowe; 2 – Roztoka (Tatry), piaski rzeczne; 3 – Witów, piaski rzeczne, zażelazione; 4 – Bełchatów, glina lodowcowa; 5 – Witów, piaski rzeczne (preglacjał); 6 – Witów, piaski rzeczne białe, dół odkrywki; 7 – Witów, żwiry mieszane; 8 – Potasznia k. Suwałk, piaski wodnolodowcowe; 9 – Jastrzębia Góra, piaski plażowe; 10 – Rozewie, piaski plażowe; 11 – Witów, piaski rzeczne, dół odkrywki, próbka surowa; 12 – Wigry, szlich, jeziorne piaski plażowe; „?” – oznacza konieczność potwierdzenia obecności minerału inną metodą

1 – Sobolewo near Suwałki, gravel open pit, glaciofluvial sand; 2 – Roztoka (Tatry Mts.), river sand; 3 – Witów, river sand, Fe-contaminated; 4 – Bełchatów, glacial till, 5 – Witów, Preglacial river sand; 6 – Witów, white river sand, lowermost part of the open pit, 7 – Witów, mixed gravels, 8 – Potasznia near by Suwałki, fluvio-glacial sand, 9 – Jastrzębia Góra, beach sand; 10 – Rozewie, beach sand 11 – Witów, river sand, lowermost part of the open pit – an average sample, 12 – Wigry, heavy fraction, lake beach sand; “?” – it requires additional identification

nych z różnych obszarów Polski przedstawiono w tabeli 1. Znak zapytania w tabeli 1 oznacza prawdopodobną identyfikację dla minerałów występujących w ilościach mniejszych niż 5%. Przykładowe dyfraktogramy próbki surowej i wyko-

nanego z niej szlichu (Witów, żałazony dół odkrywki) pokazują wyraźnie jak duże różnice w ilości pików mogą wystąpić (por. tab. 1).

ANALIZA W ŚWIETLE ODBITYM

Podstawą do przeprowadzenia badań w świetle odbitym jest właściwe przygotowanie preparatów polerowanych oraz dobra znajomość metod badawczych stosowanych w mikroskopie kruszcowym. Preparaty powinny zostać dobrze wy-

polerowane, co nie jest proste ze względu na różnorodny materiał mineralny szlichu. Zwykle nieodzowne jest polerowanie na pastach diamentowych.

Tabela 2

Skład mineralny szlichów określony w świetle odbitym

Mineral composition of heavy fractions, reflected light

Minerał	Próbka										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Kwarc	++	+++	++++	+++	+++	+++	++	++	+	+	+
Almandyn	+++		+	++	++	++	++	+++	++	+++	++++
Cyrykon	+	++	+	++	+	++	++	++	?	?	+
Plagioklaz	+	+	-	-	-	-	++	+	+	-	
Ilmenit	++	+	+	+	+	++	++	++	+++	++++	+++
Magnetyt	++	+	-	++	-	++	+	++	++++	-	+
Tytanomagnetyt	+	-	-	-	-	-	+	+	-	-	-
Spinel	+	-	-	-	-	-	-	+	-	+	?
Hematyt	+++	+	-	+++	+	+	+	+	++	+++	+
Hemo-ilmenit	+	+	-	-	-	-	-	-	-	+	+
Rutyl	+	+	++	++	+++	++	++	+++	++	++	++
Brookit	-	-	+	+	+	+	-	+	-	-	+
Anataz	+	-	+	+	++	+	+	+	+	-	+
Tytanit	+	-	+	-	-	+	-	+	-	-	+
Chromit	-	-	+	-	-	-	-	-	+	-	+
Getyt	-	+	-	-	-	-	-	+	-	-	-
Piryt	-	+	+	-	-	-	-	-	+	+	-
Pirotyn	-	+	+	+	+	+	+	+	+	-	+
Pentlandyt	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-
Markasyt	-	-	-	-	-	-	-	-	+	+	-
Chalkopiryt	-	-	-	-	-	-	+	+	+	+	+
Wolframit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Kasyteryt	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	+?
Oliwin	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-
Piroksen	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	+
Węglany	-	-	+	-	-	+	-	-	-	-	-
Turmalin	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	+
Apatyt	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Martyt	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fazy sztuczne	+	++	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Lokalizacja próbek jak w tabeli 1 For sample location see Table 1

Opis metod badawczych łatwo można odszukać w klasycznych podręcznikach dotyczących mikroskopii kruszcowej, na przykład w pracy Banasia (1979). Podczas badań preparatów proszkowych do dyspozycji jest ograniczony zestaw cech optycznych, które można wykorzystać do identyfikacji minerałów. Do najważniejszych należy zaliczyć: barwę minerału, barwę jego refleksów wewnętrznych, zdolność refleksyjną i cechy teksturalne. Zdolność refleksyjna jest wprawdzie cechą kierunkową minerału, lecz nawet przybliżone określenie jej wartości decyduje o jego prawidłowej identyfikacji. Mniejsze znaczenie mają takie cechy, jak anizotropia, dwój odbicie i twardość. Refleksy wewnętrzne wielu minerałów nieprzezroczystych i półprzezroczystych odzwierciedlają ich barwę właściwą. Znajomość geochemii minerałów, czyli w uproszczeniu – znajomość domieszek barwiących w minerałach ułatwia ich poprawną identyfikację w świetle odbitym mikroskopu kruszcowego. W tym zakresie pomocne są klasyczne podręczniki do badań i rozpoznawania minerałów kruszczowych, np. Wołyńskiego (1958), Ramdohra (1969), Piestrzyńskiego (1992) i Muszera (2000).

Doświadczony petrograf może z łatwością zidentyfikować wiele minerałów przezroczystych, wykonując rutynowe obserwacje szlichu w mikroskopie kruszczowym. Możliwe określenie grupy granatów, nawet identyfikując ich poszczególne człony, np. almandyn i hesonit mają różowe i miodowe refleksy wewnętrzne (fig. 1A), pirop – czerwone, uwarowit – ciemnozielone, a grossular i demantoid – jasnozielone. Granaty wyróżniają się również obecnością wrostków innych minerałów i inkluzji ciekłych. Wrostkami mogą być igłowe kryształy rutylu i cyrkonu, a także allotromorficzne kryształy ilmenitu i kasyterytu, które łatwo można zidentyfikować w świetle odbitym. Obecność granatów sugeruje,

że materiał okrucowy szlichu może pochodzić z rozdrobnienia skał metamorficznych, skał kontaktowych (skarnów, np. Ca-granaty) i pegmatytów. Obecność uwarowitu wskazuje, że źródłem szlichu są serpentyny i/lub perydoty, zaś obecność piropu wskazuje na bazalty i kimberlity.

Z innych minerałów przezroczystych węglany wyróżniają się widocznym dwój odbiciem, brak w nich zbliżenie sugeruje obecność dolomitu, zaś obecność brunatnych refleksów wewnętrznych pozwala określić, że badany węglan jest syderitem lub wietrzejącym ankerytem. Inne węglany barwne, takie jak malachit, azuryt czy rodochrozyt, można rozpoznawać w świetle mikroskopu kruszcowego bez większych trudności (patrz Piestrzyński, 1992). Obecność węglanów w szlichu wskazuje, że ich źródłem mogą być skały kontaktowe (skarny, marmury), karbonatyty, skały osadowe, i skały żyłowe. Jeżeli obok węglanów Mg i/lub Ca oraz Ce, w szlichu zostanie stwierdzony apatyt, monacyt, cyrkon, allanit i flogopit, to można przypuszczać, że jego źródłem były karbonatyty, a węglan może się okazać trygonalnym bastnäsytem.

Typowymi minerałami szlichów rozpoznawanymi w świetle odbitym są: magnetyt, chromit i inne spinele, ilmenit, metale rodzime (złoto, platyna, stopy Pt i Pd, srebro, miedź, żelazo), wolframit, kolumbit, tantalit, kasyteryt, rutyl, hematyt, wodorotlenki Fe, oraz wszystkie siarczki, siarkosole, arsenki, tellurki, selenki, antymonki i bizmutki. W sumie jest to około kilkuset minerałów mających duże znaczenie w określeniu pochodzenia skał macierzystych, z których powstały skały okrucowe. Z tej licznej grupy zostaną omówione tylko najczęściej spotykane we frakcjach okrucowych.

MINERAŁY FRAKCJI CIĘŻKICH

Rutyl. Pospolitym minerałem wielu szlichów jest rutyl. Jest to w zasadzie minerał półprzezroczysty i może być zidentyfikowany zarówno w świetle mikroskopu transmisyjnego, jak i kruszcowego. Rozpoznanie tego minerału pod lupą binokularną jest możliwe wtedy, gdy występuje on w odmianach niezawierających domieszek żelaza. Rutyle z domieszkami Fe są czarne i nieprzezroczyste, a zatem mogą być rozpoznawane wyłącznie w świetle odbitym. W świetle mikroskopu kruszcowego rutyl jest łatwym obiektem do identyfikacji. Decyduje o tym jego wysoka, jak na tlenki, zdolność refleksyjna (fig. 1B), dwój odbicie i intensywne refleksy wewnętrzne w różnych odcieniach barwnych (Piestrzyński, 1992) (fig. 1C), które maskują wyraźną anizotropię tego minerału. Inne polimorfy TiO_2 , tj. brookit i anataz, mogą być łatwo zidentyfikowane ze względu na różne zabarwienie ich refleksów wewnętrznych. Anataz wykazuje zwykle wodnisto-białe barwy, zaś brookit brunatne (fig. 1D). Minerale te współwystępują zwykle z tytanitem, który jest jednak od nich wyraźnie ciemniejszy (fig. 1E). Rutyl i inne tlenki Ti są typowymi minerałami skał przeobrażonych podczas głębokiego metamor-

fizmu regionalnego, tj. łupków mikowych, gnejsów i amfibolitów. Anataz występuje często w paragenezie z rutylem oraz tytanitem w diagenetycznie przeobrażonych skałach osadowych, jak również w skałach magmowych i metamorficznych, gdzie zastępują ilmenit.

Cyrkon jest wprawdzie minerałem przezroczystym, ale jest również łatwy do identyfikacji w świetle odbitym, ze względu na swoją budowę zonalną (fig. 1B), niską zdolność refleksyjną ($R = 11\%$) i intensywne refleksy wewnętrzne w różnych pastelowych odcieniach. Obecność wrostków uraninitu, thorytu i inkluzji ciekłych jest tutaj również pomocna. Odmianą o ciemnych, nietypowych refleksach wewnętrznych jest malakon. Zmętnienie kryształu jest wywołane obecnością radioaktywnych wrostków. Wokół minerałów promieniotwórczych uwidacznia się wtedy zmętnienie jasnej barwy refleksów wewnętrznych.

Kasyteryt, podobnie jak rutyl, jest minerałem półprzezroczystym i może być zidentyfikowany w świetle mikrosko-

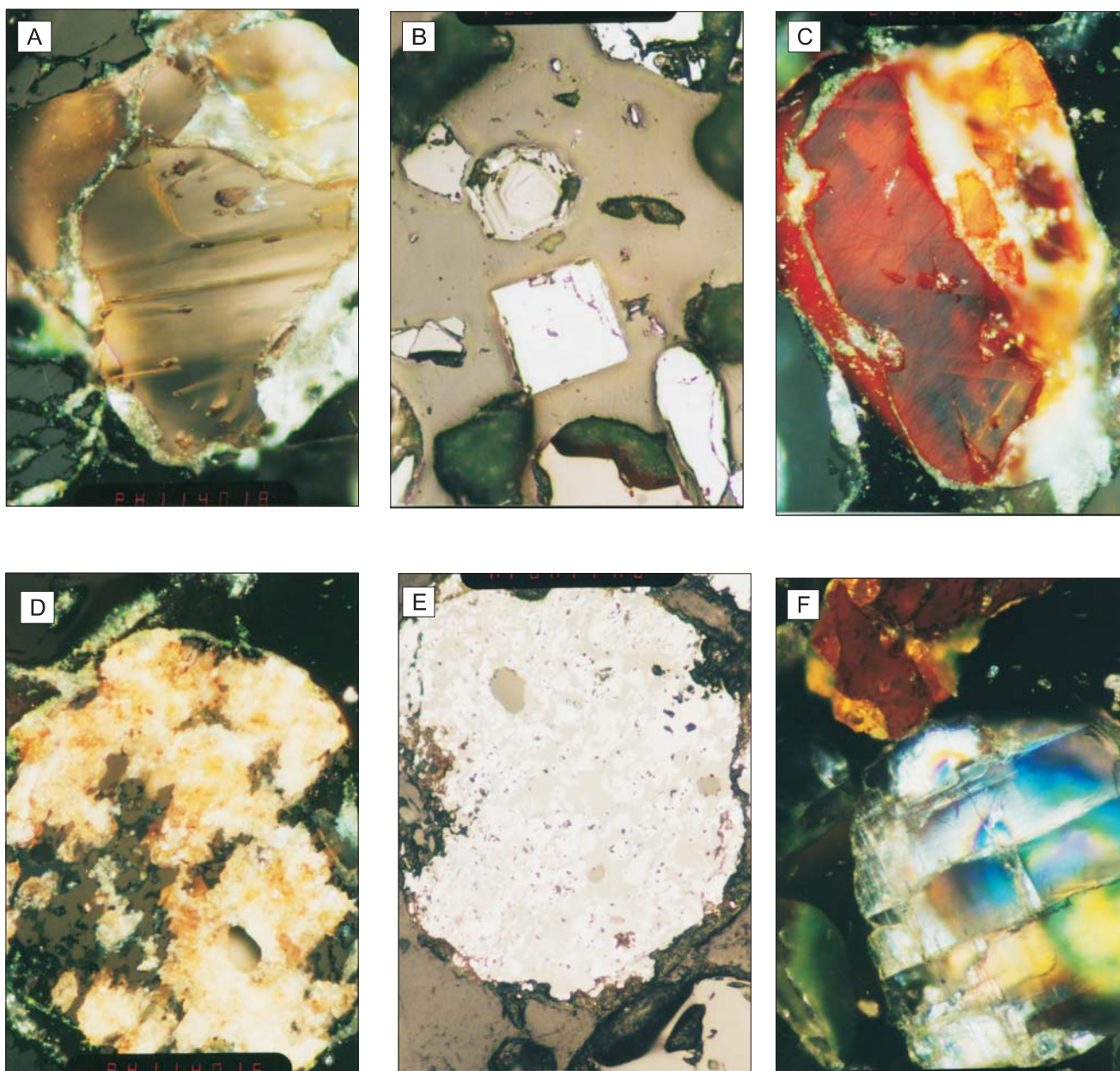


Fig. 1. **A.** Ziarno almandynu z inkluzjami gazowo-ciekłymi. Szlich z Witowa, światło odbite, pow. $\times 250$. **B.** Idiomorficzny kryształ cyrkonu o budowie zonalnej i rutylu (biały kwadrat). Szlich z Jastrzębiej Góry, światło odbite, pow. $\times 250$. **C.** Typowe refleksy wewnętrzne rutylu. Szlich z Rozewia, światło odbite, pow. $\times 250$. **D.** Typowe białe i brunatne refleksy wewnętrzne anatazu z tytanitem i brookitem. Szlich z Rozewia, światło odbite, XN, pow. $\times 250$. **E.** Zrosty anatazu i brookitu (białe) z leukoksenem (szary). Szlich z Rozewia, światło odbite, pow. $\times 250$, to samo ziarno co na figurze 1D. **F.** Typowe tęczęwe refleksy wewnętrzne plagioklazu o składzie 50% al. 50% an. i rutylu, miodowobrunatne. Szlich z Rozewia, światło odbite, XN, pow. $\times 250$

A. Almandine grain with some gas-liquid inclusions. Witów, reflected light, magnification $\times 250$. **B.** Zoning texture of zirconium and rutile (cut + to „z” axis). Jastrzębia Góra, reflected light, magnification $\times 250$. **C.** Typical internal reflexion of rutile. Rozewie, reflected light, XN, magnification $\times 250$. **D.** Typical white-pale brown internal reflexion of anatase intergrowth with titanite and brookite. Rozewie, reflected light, XN, magnification $\times 250$. **E.** The same picture as on Figure 1D, but in one polar. **F.** Typical internal reflection of labradorite. Rozewie, reflected light, XN, magnification $\times 250$

pu transmisyjnego i kruszcowego. Identyfikacja tego minerału pod lupą binokularną jest możliwa w przypadku, gdy ma on swoją zwykłą kremowżółtą lub kremowomiodową barwę. Kasyteryty zabarwione na kolor czarny, brunatny, czerwony i różowy mogą być prawidłowo rozpoznane tylko w świetle odbitym. Kasyteryt jest akcesorycznym minera-

łem granitów, szczególnie odmian alkalicznych. Jego większe ilości występują w grejzenach, granitach pegmatytowych, hydrotermalnych żyłach związanych z granitami i niektórych typach złóż stratoidalnych. Kasyteryty tzw. drzewne (*wood-tin*) stwierdzano w niskotemperaturowych utworach hydrotermalnych.

Grupa spinelu. Najpospolitszym przedstawicielem tej grupy są magnetyt i chromit. Minerale te można rozpoznać jedynie przy użyciu mikroskopu kruszcowego. Cechą odróżniającą magnetyt od chromitu jest jedynie wyższa zdolność refleksyjna (Piestrzyński, 1992). Ziarna magnetytu występujące w szlichu mogą być rozpoznane zwykłym ręcznym magnesem lub w przypadku jego braku – igłą zwykłego kompasu. Sama identyfikacja tego minerału nie jest jednak wystarczająca. Dodatkowe informacje wskazujące na pochodzenie magnetytu można uzyskać wyłącznie pod mikroskopem kruszcowym. Obecność struktur rozpadu roztworu stałego w magnetycie utworzonych przez ilmenit, pleonast, ulvit czy hercynit sugeruje magmowe pochodzenie tego minerału. Źródłem tytanomagnetytu są anortozyty, noryty, gabra, ferrolity i czasami karbonatyty. Magnetyt bez domieszek lub zawierający przerosty hematytu pochodzi ze skarnów, utworów hydrotermalnych i ze złóż typu BIF (*banded iron formation*), zaś występujący w zrostach z ilmenitem – ze skał metamorficznych. Magnetyt jest częstym akcesorycznym minerałem większości skał magmowych, zarówno głębinowych, jak żyłowych i wylewnych, oraz składnikiem wielu skał okrucowych.

Spinele chromowe są akcesorycznymi minerałami skał ultrazasadowych. Ich pojawianie się w niektórych środowiskach skał osadowych jest ważną informacją wskazującą na obecność ofiolitów. Najważniejszym spinelem Cr jest chromit. Jego rozpoznanie może być wykonane tylko pod mikroskopem kruszcowym. Podstawową cechą rozpoznawczą jest niska zdolność refleksyjna (około 14%), lecz wyższa od wszystkich pospolitych skałotwórczych składników szlichu, (Piestrzyński, 1992). Chromity pochodzące z ofiolitów często tworzą zrosty i struktury strefowe z magnetytem. Do frakcji magnetycznej przechodzą również chromity z magnetytową obwódką reakcyjną. Tego typu struktury są obserwowane w skałach ultrazasadowych, które nie zawierają złóż Cr, a chromit jest tylko minerałem akcesorycznym.

Spinele, takie jak: spinel, pleonast, quandilit (Mg, Fe, Al, znany ze skarnów) i hercynit, są trudne do identyfikacji tylko jedną z metod optycznych. W świetle odbitym spinele te wykorzystują słabe refleksy wewnętrzne o zabarwieniu zielonym lub brunatnym i tylko ich obecność w zrostach z magnetytem i/lub ulvitem może być pomocna do ich identyfikacji. Łatwiejszy do rozpoznania jest ulvit, który ma nieznacznie niższą zdolność refleksyjną od magnetytu i zwykle tworzy z nim zrosty. Cała grupa innych spineli jest trudna do identyfikacji optycznej. W wielu przypadkach nawet badania rentgenostrukturalne nie wystarczają do identyfikacji poszczególnych spineli. Ostateczna identyfikacja powinna zostać wykonana po określeniu ich składu chemicznego metodą mikroskopy elektronowej (WDS) lub mikroskopu elektronowego (EMA–EDS).

Ilmenit jest pospolitym składnikiem we wszystkich szlichach. Identyfikacja tego minerału jest łatwa, jeżeli wykonuje się ją pod mikroskopem kruszcowym. Zdolność refleksyjna ilmenitu, wynosząca 18%, jest niższa od zdolności reflek-

syjnej magnetytu, rutylu i hematytu, a wyższa od pozostałych spineli. Mineral ten wyróżnia się barwną anizotropią, zwykle ma widoczne dwójjodobicie, brązową barwę i brak refleksów wewnętrznych (Piestrzyński, 1992). Jest on charakterystyczny dla wszystkich zasadowych skał magmowych zarówno wylewnych, jak i głębinowych, występuje również w niektórych typach pegmatytów i w skałach metamorficznych. W złożach magmowych Fe–Ti tworzy nieograniczone roztwory stałe z hematytem, nazywane hemo-ilmenitami (fig. 2A). Hemo-ilmenity są ważnym wskaźnikiem wtórnego utlenienia roztworów stałych zachodzącego w skałach magmowych poddanych procesom metamorficznym.

Getyt może być identyfikowany tylko w świetle mikroskopu kruszcowego. Badania pod lupą binokularną nie przynoszą odpowiedzi na pytanie, czy wszystkie ziarna zabarwione na kolor brunatny są getytem. W przypadku preparatu mikroskopowego do światła odbitego jego przecięcie podczas przygotowywania daje „podgląd” do wnętrza ziarna. Brunatno zabarwione ziarna obserwowane pod binokulem w praktyce mogą okazać się utlenionymi powierzchniowo siarczkami (fig. 2B), pseudomorfozą getytu po siarczku (fig. 2C) lub innym minerale zawierającym żelazo. Charakterystyczną cechą tego minerału jest zdolność refleksyjna wynosząca około 14% i kolomorficzną budowę (fig. 2C), która jest również bardzo dobrą cechą identyfikacyjną. W wielu ziarnach getytu można zauważyć relikty siarczków, a także złota rodzimego, jeśli okrucz pochodzi ze strefy wietrzenia siarczkowych złóż żyłowych, VHMS, SHMS lub innych. Liczne ziarna getytu obecne w szlichu stanowią zatem dobrą wskazówkę do poszukiwań złóż siarczków i metali szlachetnych.

Metale rodzime, w tym metale szlachetne, takie jak złoto, platyna oraz srebro, są częstymi akcesorycznymi składnikami szlichów. Szlichy wykonane z osadów pobranych z potoków sudeckich będą zawierały złoto rodzime i elektrum (Jęczyk, 1979). Pod lupą binokularną metale szlachetne są łatwe do identyfikacji ze względu na ich metaliczny połysk. Inne metale rodzime, takie jak żelazo czy miedź rodzima, często są pokryte produktami utlenienia. Żelazo rodzime pokrywa się wodorotlenkami Fe, zaś miedź rodzima – czerwonym kuprytem, który z kolei jest przekształcany w malachit i azuryt (Piestrzyński, 1992). Rozróżnienia takich metali rodzimych, jak srebro, platyna, pallad oraz różnorodnych stopów platynowców należy dokonywać wyłącznie pod mikroskopem kruszcowym.

Siarczki, arsenki, selenki, tellurki i inne minerały kruszcowe można identyfikować tylko pod mikroskopem kruszcowym. Identyfikacja tych minerałów obejmuje skomplikowaną procedurę (Ramdohr, 1969; Piestrzyńskiego, 1992; Muszer, 2000). Obecność siarczków w szlichu jest ważnym wskaźnikiem dla poszukiwań ich pierwotnych złóż, jak również do określenia charakteru skał goszczących te minerały. Obecność siarczków, głównie pirytu w szlichach z Jastrzębiej Góry (fig. 2B) i Rozewia (fig. 2D), jest wyraźną informacją wska-

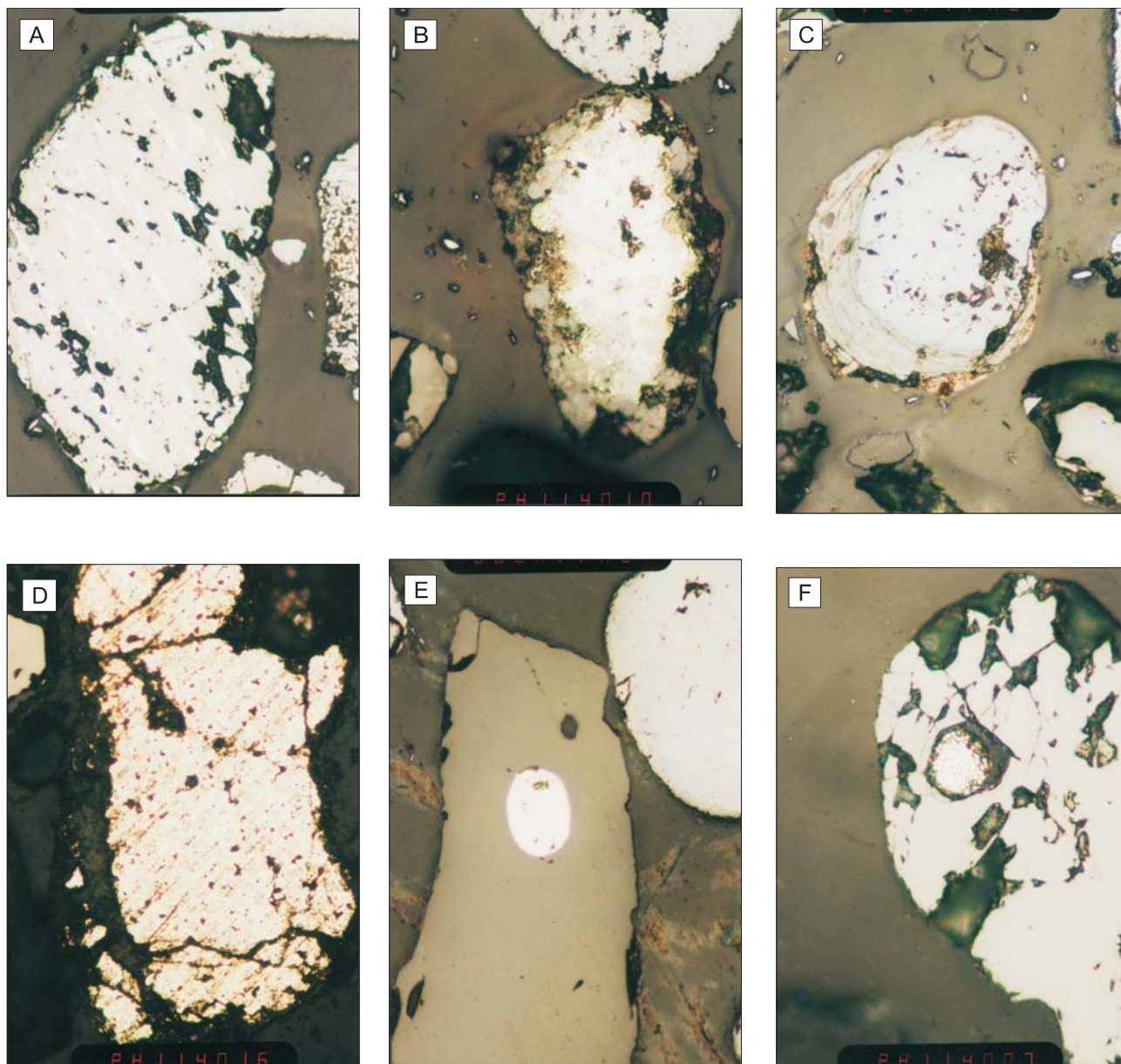


Fig. 2. A. Ziarno hemo-ilmenitu, biały hematyt. Szlich z Jastrzębiej Góry, światło odbite, pow. $\times 250$. B. Skupienie framboidalnego pirytu (biały) z otoczką getytową (szara). Szlich z Jastrzębiej Góry, światło odbite, pow. $\times 250$. C. Ziarno getytu, częściowo o budowie koloformicznej. Szlich z Potaszni, światło odbite, pow. $\times 250$. D. Duże ziarno pirytu. Szlich z Rozewia, światło odbite, pow. $\times 250$. E. Inkluzja pirotytynu (jasnokremowa) w piroksenie (?), jasnoszary magnetyt. Szlich z Jastrzębiej Góry, światło odbite, pow. $\times 250$. F. Framboidalny piryt (biały) w ziarnie ilmenitowym. Szlich z Jastrzębiej Góry, światło odbite, pow. $\times 250$

A. Hemo-ilmenite grain. Jastrzębia Góra, reflected light, magnification $\times 250$. B. Pyrite framboids coated by goethite. Jastrzębia Góra, reflected light, magnification $\times 250$. C. Pseudomorph of goethite after pyrite. Potaszni, reflected light, magnification $\times 250$. D. Large pyrite grain. Rozewia, reflected light, magnification $\times 250$. E. Pentlandite inclusion in pyroxene. Jastrzębia Góra, reflected light, magnification $\times 250$. F. Framboidal pyrite inclusion in ilmenite. Jastrzębia Góra, reflected light, magnification $\times 250$

zującą na podmorską erozję skał osadowych, zawierającą siarczki. Za skałami osadowymi przemawia obecność pirytu framboidalnego (fig. 2B), który jest utleniany do getytu. Obecność w tym samym szlichu z Jastrzębiej Góry inkluzji pirotytynu w piroksenie (?) (fig. 2E) i pirytu w ziarnie ilmenitu (fig. 2F) oraz chalkopirytu i pentalndytu występujących w zrostach z pirotytem jednoznacznie wskazuje na pochodzenie części materiału okrucowego z dalekich złóż magmowych lub typu SEDEX z obszaru Finlandii lub Szwecji.

Minerały przezroczyste. W niektórych przypadkach podczas obserwacji szlichów w świetle odbitym można zidentyfikować skalenie czy plagioklasy. Minerale te ulegają degradacji do minerałów ilastych. Z tego powodu brzegi ich ziaren są skorodowane. Minerale ilaste ulegają wypłukaniu. Niektóre ziarna plagioklazów wyróżniają się łupliwością, niewielką twardością oraz wspinałymi, wielobarwnymi refleksami wewnętrznymi (fig. 1F).

Przykładem takiej analizy może być próbka pochodząca z plaży jeziora Wigry (tab. 3). Analizę planimetryczną polegającą na zliczeniu ziaren (346) wykonano na podstawie obserwacji pod mikroskopem do światła odbitego i w mikroskopie transmisyjnym. Rozróżnienia granatów od innych minerałów przezroczystych dokonano w świetle mikroskopu do światła odbitego, wykorzystując takie cechy, jak pokrój kryształów i ich refleksy wewnętrzne, które są zarazem rzeczywistą barwą granatów (almandynu). Identyfikację pozostałych minerałów przezroczystych przeprowadzono pod mikroskopem transmisyjnym. W omawianej próbce czerwona barwa rutylu była podobna do barwy granatu i jego rozpoznanie w świetle przechodzącym okazało się o wiele trudniejsze, niż w świetle odbitym, w którym wyróżnia się wysoką zdolnością refleksyjną w porównaniu z granatami. Obecność licznych wrostków rutylu i ilmenitu w granatach wskazuje na ich metamorficzne pochodzenie, zaś obecność pojedynczych ziaren tytanomagnetytu i hemo-ilmenitu – na źródło skał magmowych typu gabra, norytu i anortozytu. Sugestie co do źródłowego pochodzenia skał potwierdza również obecność wrostków pirotynu i chalkopiryty. Obecność „czystego” magnetytu sugeruje jego kontaktowo-metamorficzne pochodzenie. Kompleksowa analiza mineralogiczna jednoznacznie wskazuje na skandynawskie źródło skał, z których powstawał materiał okrucowy.

Materiały antropogeniczne. W świetle mikroskopu kruszcowego z łatwością można identyfikować fragmenty okrucowe różnych materiałów pochodzenia antropogenicznego. Są to fragmenty różnych metali, które można rozpoznać po ich kształtach oraz różnego rodzaju pyły, które są produktami spalania milionów ton węgla kamiennego i brunatnego. Z łatwością można wyróżnić kuliste kształty drobnokrystalicznych spineli o budowie zonalnej, których źródłem są elektrownie (Piestrzyński, Ratajczak, 2000).

Tabela 3

Wyniki kompleksowej analizy mineralogicznej próbki szlichowej z plaży jeziora Wigry (próbka 12)

Results of mineralogical and XRD analysis of sands from the Wigry lake beach (sample No. 12)

Minerał	Analiza XRD	Minerały przezroczyste	Minerały nieprzezroczyste
Kwarc	+++	8,46	++
Almandyn	+++	++++	65,30
Cyrkon	–	+	0,28
Ilmenit	+	–	17,05
Magnetyt	–	–	4,30
Tytanomagnetyt	–	–	+
Spinel	–	+?	+? (chromit)
Hematyt	–	–	+
Hemo-ilmenit	–	–	+
Rutyl	–	–	2,02
Brookit	–	–	+
Anataz	–	–	+
Tytanit	–	–	0,28
Piryty	–	–	+
Pirotytyn	–	–	+
Chalkopiryty	–	–	+
Kasyteryty	–	+	+
Turmalin	–	0,56	–
Staurolit	–	1,12	–
Amfibol	–	0,28	–
Piroksen	+	–	–
Epidot	–	0,28	–
Razem	–	76,00% obj.	24,00% obj.

WNIOSKI

Opisana w artykule analiza szlichów jednoznacznie wskazuje na konieczność uwzględnienia metod badawczych z zastosowaniem światła odbitego. Takie analizy pozwolą na uzupełnienie informacji o miejscu występowania i pochodzeniu materiału źródłowego. Rozpoznawanie w świetle odbitym może być częściowo zastąpione metodami WDS

i EDS, lecz i wówczas analizy te powinny być poprzedzone wykonaniem preparatu polerowanego. Badania z użyciem zróżnicowanego materiału pokazują, jak wiele informacji można uzyskać, wykonując kompleksową analizę mineralogiczną.

LITERATURA

- BANAŚ M., 1979 — Badania w świetle odbitym. *W: Metody badań minerałów i skał* (red. A. Bolewski, W. Żabiński): 118–167. Wyd. Geol., Warszawa.
- BER A., 2000 — Plejstocen Polski północno-wschodniej w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 170.
- BOENIGK K., 1983 — *Schwermineralanalyse*. F. Enke, Stuttgart.
- BORKOWSKA M., SMULIKOWSKI K., 1973 — *Minerały skałotwórcze*. Wyd. Geol., Warszawa.
- DOEGLAS O.J., 1940 — The importance of heavy mineral analysis for regional sedimentary petrology. *Sedimentation 1939–1940*. Nat. Res. Council: 102–121.

- GALLOWAY M.C., 1972 — Statistical analyses of regional heavy mineral variation, Hawkesbury Sandstone and Narrabeen Group (Triassic), Sidney Basin. *J. Geol. Soc. Australia*, **19**: 65–76.
- GOŹDZIK J., 2001 — Stratygrafia i paleogeografia osadów czwartorzędowych z środkowej i zachodniej części kopalni Belchatów z wykorzystaniem morfoskopii ziarn kwarcowych. *W: Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu* (red. E. Mycielska-Dowgiałło). *Pr. Sedym. Wydz. Geogr. Stud. Region. UW*: 81–93.
- GRODZICKI A., KUŁAKOWSKI T., 1975 — Zdjęcie szlichowe okolic Sierpnicy (Góry Sowie). *Kwart. Geol.*, **19/1**: 101–112.
- HAILS J.R., 1976 — Placer deposits. *W: Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*. T. 3. Supergene and surficial ore deposits, textures and fabrics (red. K.H. Wolf): 213–244. Elsevier, Amsterdam.
- HANSLEY P.L., 1986 — Relationship of detrital nonopaque heavy minerals to diagenesis and provenance of the Morrison Formation, southwestern San Juan Basin, New Mexico. *W: A basin analysis case study; the Morrison Formation, Grants uranium region, New Mexico* (red. Ch.E. Turner-Peterson). *Am. Ass. Petrol. Geol. Stud. Geol.*, **22**: 257–276.
- HUBERT J.F., 1971 — Analyses of heavy mineral assemblages. *W: Procedures in sedimentary petrology* (red. R.C. Carver): 453–478. Wiley, New York.
- HURST A., MORTON A.C., 1988 — An application of heavy mineral analysis to lithostratigraphy and reservoir modeling in the Oseberg Field, Northern North Sea. *Marin. Petrol. Geol.*, **5**: 157–169.
- ICIKSON M.I., 1955 — Opróbowanie szlichowe przy wykonywaniu zdjęcia geologicznego oraz przeglądowych prac poszukiwawczych. Wyd. Geol., Warszawa.
- JĘCZMYK M., 1971 — Kasyteryt i inne minerały ciężkie w aluwach potoku Brusznik. *Kwart. Geol.*, **15**: 651–669.
- JĘCZMYK M., 1979 — Minerały ciężkie w aluwach potoków na obszarze metamorfiku izerskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **319**: 75–155.
- KANASIEWICZ J., 1992 — Perspektywy wykrycia mineralizacji barytowej w świetle wyników zdjęcia geochemicznego i szlichowego. *Prz. Geol.*, **3**: 158–161.
- KOPCZENOWA E.W., 1955 — Analiza mineralogiczna szlichów. Wyd. Geol., Warszawa.
- LEIGHTON V.L., McCALLUM M.E., 1979 — Rapid evaluation of heavy minerals in stream sediments of the Prairie Divide area of northern Colorado — a tool for kimberlite exploration. *U.S. Geol. Surv. Open File Rep.*: 79–761.
- ŁOZIŃSKI J., MASICKA H., 1962 — Badania minerałów ciężkich w piaskach plażowych Zatoki Gdańskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **32**, 4: 579–599.
- MANECKI A., 1979 — Rozdzielanie minerałów. *W: Metody badania minerałów i skał* (red. A. Bolewski, W. Żabiński): 28–41. Wyd. Geol., Warszawa.
- MANGE M.A. MAURER H.F.W., 1992 — Heavy minerals in colour. Chapman and Hall, London.
- MORTON A.C., 1982 — The provenance and diagenesis of Palaeogene sandstones of southeast England as indicated by heavy mineral analysis. *Proc. Geol. Ass.*, **93**: 263–274.
- MORTON A.C., 1987 — Influences of provenance and diagenesis on detrital garnet suites in the Paleocene Forties sandstone, central North Sea. *J. Sedim. Petrol.*, **57**: 1027–1032.
- MUSZER A., 2000 — Zarys mikroskopii kruszców. Wyd. UWroc., Wrocław.
- PIESTRZYŃSKI A., 1992 — Wybrane materiały do ćwiczeń z petrografii rud. Skrypt AGH, **1306**, Kraków.
- PIESTRZYŃSKI A., RATAJCZAK T., 2000 — Skład fazowy frakcji magnetycznej popiołów lotnych pochodzącej ze spalania polskich węgla kamiennych i brunatnych. *Pr. Spec. PTMin.*, **16**: 149–168.
- PIESTRZYŃSKI A., SCHMIDT TH.S., FRANCO H., 1994 — Pd-minerals in the Sto. Tomas II porphyry copper deposit, Tuba Benguet, Philippines. *Miner. Pol.*, **25**, 2: 21–31.
- RACINOWSKI R., 1995 — Analiza minerałów ciężkich w badaniach osadów czwartorzędowych Polski. *W: Badania osadów czwartorzędowych* (red. E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski): 150–166. Komisja Litologii i Genezy Osadów Czwartorzędowych PAN. UW i Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- RAMDOHR P., 1969 — Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akad. Verlag, Berlin.
- RUTKOWSKI J., 1986 — The occurrence on carboniferous coal of anthropogenic orogin in the contemporaneous Vistula river sediments near Cracow (southern Poland). *Earth Surface Processes and Landforms*, **11**: 31–326.
- RUTKOWSKI J., 1998 — O staroczwartorzędowych żwirach z Witowa. *W: Współczesne procesy morfologiczne i ewolucja rzeźby progu Karpat i ich przedpola*. Warsztaty geomorfologiczne. Inst. Geografii Uniw. Jagiell., Stow. Geomorf. Polskich, Komisja Litologii i Genezy Osadów Czwartorzędowych. Kom., Badań Czwartorzędu PAN. Łazy k. Bochni 7–10 września 1998: 90–97.
- RUTKOWSKI J., KRÓL K., KRZYSZTOFIAK L. PROSOWICZ D., 2003 — Współczesne osady jeziora Wigry (Płos Szyja). *Limnological Rev.*, **3**: 197–204.
- SAWICKA E., 1953 — Minerały ciężkie w piaskach plażowych polskiego wybrzeża Bałtyku. *Biul. Inst. Geol.*, Warszawa. (bez numeru)
- SINDOWSKY K.H., 1938 — Sedimentpetrographische Methoden zur Untersuchung sandiger Sedimente. *Geol. Rundsch.*, **29**: 196–200.
- STUMPFL E., 1958 — Erzmikroskopische Untersuchungen an Schwermineralien in Sande. *Geol. Jb.*, **73**: 685–723.
- TRUSZKOWA N.H., KUCHRENKO A.A., 1961 — Atlas minerałów okruchowych. Gosud. nauczno-techn. izdat. lit. po geol. i ochr. Niedra, Moskwa.
- WEISSBROD T., NACHMIAS J., 1986 — Stratigraphic significance of heavy minerals in the Near East. *Sedim. Geol.*, **47**: 263–291.
- WOŁYŃSKI I.S., 1958 — Mikroskopowe oznaczanie minerałów kruszcowych. Wyd. Geol., Warszawa.
- ZESCHKE G., 1961 — Prospecting for ore deposits by panning heavy minerals from river sands. *Econ. Geol.*, **56**: 1250–1257.