POLSKIE TOWARZYSTWO MINERALOGICZNE PRACE SPECJALNE Zeszyt 27, 2005

Konferencja Naukowa:

ZASTOSOWANIE METOD STEREOLOGICZNYCH I ANALIZY OBRAZU DO OPISU CECH STRUKTURALNO-TEKSTURALNYCH WYBRANYCH ODMIAN SKAŁ

organizowana przez:



Zakład Mineralogii, Petrografii i Geochemii Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica

Instytut Mechaniki Górotworu PAN





Polskie Towarzystwo Mineralogiczne

W artykułach stanowiących program Konferencji przedstawiono wyniki badań wykonanych w ramach Projektu Badawczego pt. "Ilościowy opis cech strukturalno-teksturalnych wybranych odmian skał przy wykorzystaniu metod stereologicznych i analizy obrazu" finansowanego przez Ministerstwo Nauki i Informatyzacji.

Kraków, 1grudnia 2005

Redaktor serii Polskie Towarzystwo Mineralogiczne – Prace Specjalne: Editor of the series Mineralogical Society of Poland – Special Papers: Jacek PUZIEWICZ

Redakcja Zeszytu 27/ Editors of Volume 27: Tadeusz RATAJCZAK Katarzyna GODYŃ Tadeusz SZYDŁAK

Recenzenci:

Andrzej KRAWCZYK Janusz MAGIERA Adam PIESTRZYŃSKI Tadeusz RATAJCZAK

Adres Redakcji Zeszytu 27/ Address of the Editorial Bard of Volume 25: Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza, al. Mickiewicza 30; 30-059 Kraków

© by Mineralogical Society of Poland, al. Mickiewicza 30; 30-059 Kraków, Poland

27 Zeszyt Prac Specjalnych Polskiego Towarzystwa Mineralogicznego mógł ukazać się dzięki pomocy finansowej Instytutu Mechaniki Górotworu PAN w Krakowie.

PL ISSN 0867-7360 ISBN 83-89541-50-5

Tytuł serii powinien być cytowany jako: **Pol. Tow. Mineral. Prace. Spec.** The title of series should be Cite as: **Pol. Tow. Mineral. Prace. Spec.**

150 copies printed

Printed by Wydawnictwo Naukowe AKAPIT Tel. 608 024 572, tel/fax: (012) 280 7151 e-mail: <u>wn@akapit.krakow.pl;</u> WWW.akapit.krakow.pl

SPIS TREŚCI (CONTENTS)

Wstęp	5
Tadeusz Ratajczak MIKROSKOPOWE POMIARY ILOŚCIOWE SKAŁ – RYS HISTORYCZNY	9
Mariusz Młynarczuk STEREOLOGICZNY OPIS SKAŁ OKRUCHOWYCH PRZY UŻYCIU METOD ANALIZY OBRAZU	21
Mariusz Młynarczuk, Teresa Ratajczak, Tadeusz Szydłak MOŻLIWOŚCI ZASTĄPIENIA TRADYCYJNYCH METOD POMIARU POROWATOŚCI SKAŁ PRZEZ ANALIZĘ ICH OBRAZU	37
Katarzyna Górniak, Mariusz Młynarczuk, Teresa Ratajczak, Tadeusz Szydłak ILOŚCIOWY OPIS MIKROSTRUKTUR SKAŁ DROBNOOKRUCHOWYCH JAKO PODSTAWA ICH KLASYFIKACJI	49
Katarzyna Godyń, Mariusz Młynarczuk ILOŚCIOWA ANALIZA OBRAZU W PROBLEMATYCE MINERAŁÓW CIĘŻKICH	89
Mariusz Młynarczuk, Teresa Ratajczak GEOMETRYCZNY OPIS MORFOLOGII WYBRANYCH MINERAŁÓW RUDNYCH PRZY UŻYCIU METOD AUTOMATYCZNEJ ANALIZY OBRAZÓW	101
Aleksander Protas ILOŚCIOWA ANALIZA MIKROSKOPOWA SKAŁ W GEOLOGII NAFTOWEJ I JEJ PRAKTYCZNE WYKORZYSTANIE	113

WSTĘP

Historia ilościowych badań mikroskopowych skał liczy sobie ponad 150 lat. Ich podstawy stworzył A.E. Delesse w 1847 roku. Dalszy rozwój wynikał z dokonań m.in. A. Rosivala, A.A. Głagolewa, F. Chaysea. Badacze ci są autorami założeń teoretycznych i rozwiązań aparaturowych w zakresie tych metod badawczych. Okazały się one ponadczasowe. Przetrwały i są stosowane po dziś dzień i to nie tylko na użytek petrografii. Stały się podstawą do powstawania nowej dziedziny nauki – stereologii.

Obrazy są i pozostaną podstawowymi nośnikami informacji. Dotyczy to wielu dziedzin nauki i życia. Pełne i kompletne wykorzystanie przedstawionych przez nie danych nie może się jednak ograniczać do charakterystyki jakościowej. Przekaz informacji za pomocą wrażeń opisowych jest bowiem niekompletny i narażony na zniekształcenie. Jest to uwarunkowane:

- subiektywnością oceny wrażeń wizualnych
- koniecznością posługiwania się nie do końca zdefiniowanymi terminami
- brakiem jednoznaczności w odbiorze opisu jakościowego

Stawiane i rozwiązywane cele badawcze wymagają często, aby opisy jakościowe zostały poszerzone i uzupełnione o ocenę ilościową. Opis liczbami uzyskiwanymi na podstawie zliczeń i pomiarów jest nie tylko dodatkowym ale ważnym sposobem uzyskiwania wiedzy o otaczającym świecie. Stwierdzenie to dotyczy także obrazów otrzymywanych przy zastosowaniu różnego rodzaju mikroskopów.

Od momentu użycia mikroskopu polaryzacyjnego do identyfikacji minerałów oraz skał metody badawcze stosowane w mineralogii i petrografii zanotowały olbrzymi postęp. Coraz większego znaczenia nabiera dodatkowe wyposażenie mikroskopów, za pomocą którego można nie tylko obserwować i identyfikować minerały oraz skały ale również mierzyć, zliczać, klasyfikować charakteryzujące je parametry. Coraz częściej z dużym powodzeniem stosowane są w tym celu inne bardziej nowoczesne przyrządy pomiarowe. W przypadku wielu z nich możliwości identyfikacyjne opierają się na analizie lepiej dopracowanego, odznaczającego się większą rozdzielczością, ponadto bardziej powiększonego obrazu uzupełnionego dodatkowymi informacjami. Przez to badania służące identyfikacji minerałów i skał nabierają charakteru kompleksowego. Bywają one uzupełniane przez wyniki analiz uzyskiwanych dzięki innym technikom badawczym – mikroskopii scanningowej czy elektronowej. Dodatkowym efektem tej sytuacji jest możliwość uzyskiwania dużej ilości danych – zazwyczaj powtarzalnych i to w krótkim okresie czasu.

Tak więc w problematyce badawczej rozwiązywanej dzięki ilościowej analizie mikroskopowej skał pojawiła się nowa sytuacja. Przejawia się ona tym, że:

 charakter rozwiązywanych problemów mineralogiczno-petrograficznych wymaga na ogół zastosowania kilku metod analitycznych. Wynika to ze specyfiki badanego materiału albo założonych celów badawczych. Każda z tych metod jest nośnikiem własnej specyficznej informacji przekazywanej w formie obrazu

- w efekcie tego podstawą informacji staje się nie jeden lecz wiele obrazów czy też różne wersje (np. obrazy morfologii składników mineralnych uzyskiwane przy użyciu klasycznego mikroskopu scanningowego oraz wizualizacja ich składu chemicznego otrzymanego poprzez zastosowanie przystawi BS czy CL)
- sytuacja ta z kolei wymaga konieczności opracowania kompatybilnych zasad i metod wykorzystania oraz przetwarzania tych wyników.

Wszystko to sprawia, że tradycyjna ilościowa analiza mikroskopowa skał staje się coraz częściej analizą obrazów zróżnicowanych pod względem formy i metod powstawania. Stawia to przed nią nowe zadania i cele.

Sytuacja ta wymaga też zastosowania nowych, innych metod badawczych do rozwiązywania tych problemów. Stała się przyczyną wprowadzenia komputerów (cyfrowych analizatorów obrazu) jako narzędzia przy ocenie zjawisk związanych z obrazami. Doprowadziła do wykreowania nowej dziedziny nauki – stereologii. W ostatnich latach daje się zauważyć wyraźny rozwój badań przy użyciu automatycznej analizy obrazów. Jest to związane z rozwojem szeroko rozumianej informatyki a w szczególności ze znacznym wzrostem mocy obliczeniowej sprzętu komputerowego. Pojawiły się przez to problemy i pytania dotyczące tego w jaki sposób oraz w jakim zakresie komputerowa automatyczna analiza obrazu może być wykorzystana czy też jest w stanie zastąpić lub stanowić rozszerzenie praktykowanych aktualnie w petrografii ilościowych mikroskopowych metod pomiarowych w oparciu o tradycyjne, "delessowskie" zasady.

Problemom tym naprzeciw próbowały wyjść badania realizowane w ramach Projektu Badawczego finansowanego przez Ministerstwo Nauki i Informatyzacji a dotyczące "Ilościowego opisu cech strukturalno-teksturalnych wybranych odmian skał przy wykorzystaniu metod stereologicznych i analizy obrazu" (numer Projektu 3 P04D 036 23). Prace związane z tym Projektem były wykonywane w latach 2003-05 w Zakładzie Mineralogii, Petrografii i Geochemii Akademii Górniczo-Hutniczej im. Stanisława Staszica w Krakowie. Odbywały się one we współpracy z Instytutem Mechaniku Górotworu PAN w Krakowie oraz Instytutem Geologii Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu. Każdy z tych ośrodków na swój sposób był zainteresowany w rozwiązywaniu zagadnień stanowiących cele badawcze Projektu:

- Zakład Mineralogii, Petrografii i Geochemii AGH z uwagi na niezbyt optymistyczny stan aplikacji tych metod w szeroko rozumiane problemy petrograficzne a także ich obecność w procesie dydaktycznym
- Instytut Mechaniku Górotworu PAN a zwłaszcza Pracownia Mikromerytyki z powodu potrzeby wykazania możliwości wykorzystania efektów prac eksperymentalnych dotyczących analizy obrazu do zagadnień petrograficznych
- obie placówki, a także częściowo Instytut Geologii UAM wniosły do rozwiązywanych zagadnień także aspekt praktyczny. Dotyczył on wykorzystania uzyskanych rezultatów badań przez geologię naftową.

Przydatność metod analizy stereologicznej a w szczególności metod komputerowej analizy obrazów w zagadnieniach petrograficznych wykonawcy Projektu przedstawili drogą rozwiązania następujących problemów:

1. ilościowego opisu struktur różnych odmian skał

- drobnoziarnistych (ilasto-marglistych)
- piaskowców
- węglanów
- 2. geometrycznego opisu morfologii wybranych minerałów rudnych i ciężkich.

Projekt stanowił próbę rozwiązania zagadnień ilościowej analizy mikroskopowej skał poprzez adaptację na użytek petrografii dokonań i doświadczeń analizy stereologicznej oraz analizy obrazu. Waga problematyki podjętej w Projekcje wynikała z następujących przesłanek:

- potrzeby weryfikacji metod stereologicznych i komputerowej analizy obrazu z punktu widzenia ich użycia w automatycznym opisie skał
- wykorzystania dla ilościowego opisu skał danych uzyskanych dzięki zastosowaniu różnych metod i technik badawczych

Pozwoliło to na uzyskanie konkretnych i wymiernych efektów badawczych. Były nimi:

- powiązanie ilościowego opisu mikrostruktur skał z ich genezą
- klasyfikacja cech mikrostrukturalnych skał w oparciu o określenie ilościowe orientacji składników z uwzględnieniem różnic w ich składzie mineralnym
- przyspieszenia i uproszczenia oznaczenia wartości wskaźników diagenezy skał
- zautomatyzowanie geometrycznego opisu morfologii niektórych minerałów.

Tadeusz Ratajczak

POLSKIE TOWARZYSTWO MINERALOGICZNE – PRACE SPECJALNE MINERALOGICAL SOCIETY OF POLAND – SPECIAL PAPERS Zeszyt 27, 2005; Volume 27, 2005

Tadeusz RATAJCZAK1

MIKROSKOPOWE POMIARY ILOŚCIOWE SKAŁ – RYS HISTORYCZNY

Abstrakt: Ilościowa analiza mikroskopowa skał liczy sobie ponad 150 lat. Jej twórcami byli A.E. Delesse (metoda punktowa), A. Rosival (metoda liniowa) i A.A. Głagolew (metoda punktowa). Możliwości jej wykorzystania w badaniach petrograficznych wykraczają poza ustalenie składu ilościowego (zawartości minerałów wyrażonej w % objętościowych). Czynione są próby adaptacji na jej użytek komputerów (cyfrowa, automatyczna analiza obrazów). Mogą one rozszerzyć lub zastąpić praktykowane dotąd w petrografii mikroskopowe ilościowe metody pomiarowe.

Słowa kluczowe: ilościowa analiza mikroskopowa skał, metody: planimetryczna, liniowa, punktowa; stereologia i mikrostereologia; metody komputerowego i automatycznego przetwarzania obrazów.

Microscope mineral quantification of rocks - a historical outline

Abstract: Microscope quantification of mineral composition of rocks, initiated by A.E. Delesse (area-counting), A. Rosival (line-counting) and A.A. Głagolew (point-counting), is more than 150 years old. A simple determination of quantitative mineral composition of the rock, i.e. expressing the content of minerals in volumetric per cents, is only one of potential applications of this method. Manual grain counting is more and more frequently being replaced by automatic, computer-supported image analysis. Introduction of the image analysis systems can extend research possibilities offered so far by traditional microscope methods of mineral quantification.

Key words: microscope quantification of mineral composition, area-counting, linecounting, point counting; stereology and microstereology; computer-supported and automatic methods of image analysis

EWOLUCJA METOD ILOŚCIOWEJ ANALIZY MIKROSKOPOWEJ SKAŁ

Współczesna analiza mikroskopowa skał stosowana w petrografii przy wykorzystaniu światła spolaryzowanego dostarcza coraz więcej informacji na ich temat. Jednak od początku praktykowania tej metody, obok identyfikacji minerałów czy cech strukturalno-teksturalnych ważnym problemem było ustalenie stosunków ilościowych czyli składu mineralnego skał. Jego znajomość jest bowiem pomocna, a niekiedy wręcz niezbędna w rozwiązywaniu zagadnień dotyczących klasyfikacji, systematyki, genezy itp.

¹Zakład Mineralogii, Petrografii i Geochemii; Akademia Górniczo-Hutnicza; al. Mickiewicza 30, 30-059 Krakow

Teoretyczne podstawy ilościowej analizy mikroskopowej skał sformułował francuski inżynier górniczy Achilles Ernest Delesse w 1847 roku. Ujął je następująco "… w celu pełnej analizy skał nie wystarczy jedynie określić jej składniki mineralne, ale należy ustalić również proporcje ilościowe pomiędzy nimi …" i dalej "… udział objętościowy określonych struktur może być oszacowany poprzez pomiar powierzchni zajmowanej przez pola ich płaskich przekrojów na płaszczyźnie całej analizowanej skały …". W uproszczeniu zależność tę można określić jako $V_A = A_A$ (gdzie V_A to udział objętościowy minerału w skale a A_A – pole powierzchni tego minerału).

Zasada ta dotyczy więc ustalenia zależności pomiędzy uwarunkowaniami istniejącymi w przestrzeni trójwymiarowej a stwierdzanymi na płaszczyźnie. Ma ona fundamentalne znaczenie dla ilościowej analizy mikroskopowej skał. Na jej podstawie można sądzić, że stosunek powierzchni zajmowanej przez interesujący nas minerał do powierzchni odpowiadającej wszystkim minerałom jest miernikiem jego zawartości w skale wyrażonym w % objętościowych.

Zasada A.E. Delesse`a sprowadziła wyznaczenie udziału objętościowego minerału w skale do ustalenia wielkości pola zajmowanego przez ten składnik na powierzchni badanego preparatu mikroskopowego. Zredukowała więc pomiar objętości do wymiaru powierzchni. Przyjęła nazwę metody planimetrycznej lub płaskiej.

A.E. Delesse sformułował swą zasadę z myślą o petrografii. Początkowo budziła ona wiele zastrzeżeń. Wynikały one głównie z braku uzasadnienia matematycznego zaproponowanych zależności. W latach późniejszych została ona jednak dowiedziona przy pomocy twierdzeń geometrycznych i probabilistycznych. Dokonał tego A. Hacquart w 1929 roku. Uczynił to uogólniając zasady reguły, której autorem był Bonaventura Cavalieri (1598 – 1647). Zasada Cavalieriego – Hacquarta stanowi uzasadnienie teoretyczne rozważań i założeń służących ustaleniu udziału objętościowego minerałów w skale.

Metoda planimetryczna, aczkolwiek najstarsza, nie doczekała się jak dotąd oryginalnego a przede wszystkim zmechanizowanego własnego, czv zautomatyzowanego urządzenia służącego jej realizacji. Praktyczny sposób jej stosowania zaproponował A.E. Delesee. Polegał on na określeniu objętościowego udziału minerałów w skale drogą mierzenia ich powierzchni. Trudności, które musiał autor pokonać były natury analitycznej. Dotyczyły też sposobu przygotowania próbki do badań. A.E. Delesse nie widział konieczności i potrzeby badań skał z użyciem preparatów mikroskopowych. Nie wykorzystał w nich mikroskopu polaryzacyjnego. W tej sytuacji szukał innych rozwiązań. Preparatami w tej metodzie były wypolerowane zgłady skały. Cała dość skomplikowana procedura pomiarowa wykonywana z ich użyciem jest przytoczona za A.E. Delessem przez Ratajczaka et al. (1998). Sprowadzała się ona do ustalenia zawartości poszczególnych minerałów w skale w % wagowych. Możliwości stosowania i dokładność tej metody nie były duże. Ograniczały się one poza tym do badań odmian skał o strukturze grubokrystalicznej lub gruboziarnistej.

Późniejsze lata przyniosły dopracowanie praktycznych aplikacji zasady A.E. Delesse'a. Przede wszystkim zaczęto w tym celu stosować mikroskop polary-

zacyjny. Po raz pierwszy w roku 1858 użył go H.C. Sorby. Ten sam badacz skonstruował i zastosował w swoich analizach prototyp okularu z siatką planimetryczną. Taki sposób określenia udziału minerałów w skale został udoskonalony przez Joly (1903) i Johansena (1919).

W aktualnie coraz rzadziej stosowanej metodzie planimetrycznej, pomiary ilościowe wykonuje się zarówno w skali makro- jak i mikroskopowej. Są one wykonywane:

- przy wykorzystaniu urządzenia całkującego planimetru. Dokonuje się tego zazwyczaj na powiększonych fotograficznych obrazach mikroskopowych skał
- za pomocą mikroskopu polaryzacyjnego stosując specjalne okulary
- poprzez mierzenie średnic minerałów przy użyciu okularu z podziałka mikrometryczną.

Stosuje się także wizualny sposób ilościowej oceny zawartości minerałów w skale. Używa się w tym celu odpowiednich wzorców graficznych.

Przez pewien czas metoda planimetryczna była realizowana przy pomocy zautomatyzowanych i skomputeryzowanych urządzeń służących analizie stereologicznej, takich jak *Quantimet*. Jednym z mierzonych przez ten aparat parametrów było pole powierzchni minerału.

Podstawy współcześnie stosowanych metod ilościowej analizy mikroskopowej skał stworzył Rosival (1898). Starał się on znaleźć odpowiedź na pytanie – czy możliwa jest dalsza, zapoczątkowana przez A.E. Delesse'a, redukcja wymiarów służących ustaleniu zawartości minerałów w ilościowej analizie skał. A. Rosival zauważył, że płaskiemu przekrojowi obrazującemu minerał można przypisać pewna elementarną stałą grubość. W ten sposób powstaje nieskończenie cienka płytka, która może być traktowana jako próbka reprezentująca skałę. Model ten był o tyle realny, że A. Rosival w swych badaniach stosował preparaty mikroskopowe – płytki cienkie. Następnym krokiem w rozumowaniu autora było wyznaczenie i wykorzystanie w pomiarach na preparacie linii prostej i przypisanie jej nieskończenie cienkiej i stałej szerokości. Otrzymał w ten sposób indykatrysę ilościową. Linia ta przechodząc przez preparat napotykała na kolejne minerały, składniki skały. W rozumieniu A. Rosivala reprezentowała ona ciąg cięciw zaznaczonych i odcinanych na kolejnych minerałach.

A. Rosival zasadę swoją sformułował następująco "… stosunek sumy długości cięciw przechodzących przez określony minerał do całkowitej długości linii indykatrysy odpowiada udziałowi objętościowemu tego minerału w skale …". Można to ująć w formie równania $A_A = L_L$. Ponieważ A.E. Delesse zakładał, że $A_A = V_A$ wobec tego $V_A = L_L$ (gdzie L_L to długość cięciw przypadających na mierzony minerał). Oznacza to, że zawartość interesującego nas minerału w skale może zostać określona poprzez liniowy pomiar długości odcinków linii pomiarowych zawartych w jego granicach. Zależność ta leży u podstaw metody liniowej ilościowej analizy mikroskopowej skał.

Autor tej metody pomiary swoje wykonywał przy pomocy mikroskopu polaryzacyjnego wyposażonego w okular mikrometryczny. Umożliwiał on pomiar długości odcinków na zgładach lub płytkach cienkich.

A. Rosival zweryfikował prawdziwość i przydatność zaproponowanej zasady. Analizował mianowicie wyniki uzyskiwane przy różnych długościach linii pomiarowych, różnie zorientowanych, przy użyciu kilku typów siatek pomiarowych, a poza tym stosując zmienne odstępy pomiędzy liniami odczytowymi. Eksperymenty te dotyczyły także różnych typów skał. Dowiodły one, że istnieje możliwość stosowania linii odczytowych zorientowanych względem siebie pod różnymi kątami a nawet linii krzywych. Przestrzegana winna być jednak jedna zasada – aby odległości linii odczytowych odpowiadały lub były równe przeciętnej wielkości minerałów w skale. Proponowana przez autora ilość zliczeń winna się zamykać w granicach 300-1000 ziarn.

Niedługo, bo niecałe 20 lat po sformułowaniu zasady metody liniowej skonstruowany został pierwszy aparat umożliwiający jej praktyczne zastosowanie. Twórcą tego urządzenia nazwanego mikrometrem rejestrującym lub integratorem był S.J. Shand. Skonstruował go w 1916 roku. Przyrząd ten umożliwia ustalenie przy jednorazowej analizie zawartości tylko jednego minerału w skale. Dla każdego składnika skały, którego ilość chciano ustalić, konieczne było kolejne przejrzenie i dokonanie pomiaru na całym preparacie.

Następne modele integratorów zmierzały w kierunku uzyskania możliwości rejestracji obecności kilku minerałów równocześnie. Pierwsze takie urządzenie skonstruował C.K. Wentworth w 1923 roku. Przykładem innego przyrządu wykorzystującego zasadę pomiaru liniowego był integrator skonstruowany przez firmę *Leitz*. Umożliwiał on uzyskanie informacji na temat zawartości 6 minerałów w skale wyrażonych w % objętościowych.

Przykładem współczesnego urządzenia służącego ilościowemu oznaczaniu zawartości minerałów w skale metoda liniową jest aparat o nazwie *Epiquant* (produkcji niemieckiej). Analiza z jego użyciem odbywa się na zgładach polerowanych w świetle odbitym. Jest to urządzenie automatyczne. Jak dotąd było wykorzystywane głównie w metalurgii lub na użytek inżynierii materiałowej. Nie doczekało się natomiast zastosowania w ilościowej analizie mikroskopowej skał.

W 1933 roku rosyjski mineralog A.A. Głagolew opublikował pracę naukową dotyczącą innego niż dotąd sposobu ustalenia udziału objętościowego minerałów w skałach. Nosiła ona nazwę metody punktowej, W porównaniu z dotychczas stosowanymi metodami – planimetryczna i liniową, była ona najprostsza i szybciej prowadziła do celu. Sprowadzała się do naniesienia na obraz mikroskopowy (preparat) punktów testujących. Przypadające na analizowany minerał stanowiły oszacowanie jego wielkości czyli zawartości objętościowej w skale.

A.A. Głagolew wykazał, że w pomiarach ilościowych składu mineralnego skał, frakcja płaska A.E. Delesse'a równa jest frakcji punktowej a ponieważ $A_A = V_A$ zatem $V_V = P_P$ (gdzie P_P to ilość zliczeń przypadającą na badany minerał). Dzięki tej zależności określenie udziału objętościowego badanego minerału w skale sprowadza się do zliczenia punktów mieszczących się w polu jego powierzchni. W praktyce pomiaru tego dokonuje się na powierzchni preparatów mikroskopowych (płytkach cienkich, zgładach, preparatach proszkowych) za pomocą systematycznego zbioru punktów testujących. Mogą być nimi węzły siatki naniesionej na okular mikroskopu. Metoda punktowa znalazła szerokie zastosowanie w ilościowych pomiarach składu mineralnego skał. Z czasem uległ zmianie zakres możliwości jej wykorzystania, wychodząc poza problematykę ilościowej analizy mikroskopowej skał. W 1939 roku S.A. Sałtykow wprowadził ją z dużym powodzeniem do badań metalograficznych a w 1943 roku H.W. Chalkley – do nauk biologicznych.

Autorem prototypu integratora punktowego stosowanego na użytek metody punktowej był A.A. Głagolew. Zainteresowanie tą metodą wyraźnie wzrosło w latach 40-tych ubiegłego wieku. Dotyczyło to m.in. Stanów Zjednoczonych. Było związane ze skonstruowaniem przez F. Chayesa w 1949 roku mechanicznego urządzenia punktowego (integratora punktowego). Aktualnie na wyposażeniu wielu pracowni mikroskopowych znajdują się integratory punktowe *Eltinor* (produkcji niemieckiej).

Urządzeniom stosowanym w metodzie punktowej stawia się inne wymagania aniżeli w dotychczas omówionych. Zasadniczy i podstawowy warunek jaki powinny one spełniać, to zapewnienie równomierności rozmieszczenia punktów pomiarowych na powierzchni preparatu.

Ze względu na stosowaną procedurę pomiarową, urządzenia te można podzielić na trzy grupy:

- pierwsze to "klasyczne" konstruowane od początku istnienia metody punktowej. Działają one na zasadzie mechanicznego pomiaru – klasyfikacji i zliczania punktów na obrazie obserwowanym bezpośrednio w mikroskopie. Do grupy tej należą integratory np. A.A. Głagolewa, F. Chayesa, I.H. Forda, R.L. Brodskiej, stolik integracyjny *Eltinor*, a także okular z siatka planimetryczną
- do drugiej zalicza się urządzenia półautomatyczne. Wykonują one pomiary na obiektach wyróżnionych przez operatora lub wykazanych automatycznie na podstawie odrębności ich cech optycznych. Są to analizatory formy *Wild*, *Stimah*, czy skonstruowany w Instytucie Mechaniki Górotworu PAN w Krakowie. Niektóre z tych urządzeń wykorzystują do uzyskania obrazu i do obliczeń komputery standardu IBM PC
- trzecia dotyczy w pełni skomputeryzowanych systemów analizy obrazu. Realizują one pomiary na odpowiednio przetworzonych obrazach cyfrowych. Są to systemy przeznaczone dla komputerów IMB (np. *Multiscan, Aphelion*) i dla stacji pracujących w systemie Unix (np. firmy *Metapencolor*) czy też urządzenia typu *Quantimet*.

PRAKTYCZNE MOŻLIWOŚCI WYKORZYSTANIA ILOŚCIOWEJ ANALIZY MIKROSKOPOWEJ SKAŁ

Niedługo po sformułowaniu zasady A.E. Delesse'a przed ilościową analizą mikroskopową skał pojawiły się nowe obok problemów klasyfikacji czy systematyki, wyzwania. Było nimi wykorzystanie jej wyników celem ustalenia składu chemicznego skał. Zagadnienie to było o tyle ważne, że w owych czasach oznaczanie składu chemicznego należało do czynności mozolnych, skomplikowanych a przede wszystkim długotrwałych. Z kolei znajomość tego składu stanowiła źródło cennych informacji o naturze, charakterze, właściwościach a

także genezie skał. Ilościowa analiza mikroskopowa wykonywana na podstawie pomiarów mikroskopowych stwarzała szansę ominięcia badań chemicznych lub ich uproszczenia. Próby dokonywane przez A.E.Delesse'a a potem A.Rosivala wykazały, że przeliczenie tych wyników mieściło się w granicach dopuszczalnego błędu w porównaniu z rezultatami badań analitycznych. Z czasem jednak taki kierunek wykorzystania ilościowej analizy mikroskopowej stracił na znaczeniu. Wynikało to zarówno z podnoszonej cały czas dyskusyjności takiej adaptacji wyników jak i postępów w analityce chemicznej.

Problemem, który istniał od zarania praktycznego wykorzystania mikroskopowej analizy ilościowej, a którego ona początkowo nie dostrzegała, była liczba zliczeń punktów pomiarowych, przekrojów ziarn czy preparatów mikroskopowych. Autorzy kolejnych metod nie próbowali problemu tego rozstrzygać. Ilość wykonywanych zliczeń jawiła się przez to jako sprawa mało istotna. Funkcjonowało mylne, jak się później okazało przekonanie, że im więcej pomiarów tym dokładniejszy, poprawniejszy i bardziej wiarygodny będzie rezultat.

Rozwój tej metody, coraz szersze i inne możliwości jej zastosowania, pojawienie się zautomatyzowanych urządzeń służących szybszym i sprawniejszym pomiarom sprawiły, że problem ilości zliczeń zaczęto postrzegać inaczej. Z czasem pojawiły się w tej mierze propozycje Chayesa (1956) a także empiryczne próby ustalenia ilości zliczeń. Należą do nich metody:

- van der Plasa i Tobiego (1965). Są oni autorami nomogramu wykorzystywanego na użytek ilościowej analizy mikroskopowej skał. Pozwala on ustalić zawartość składników mineralnych w skale przy założeniu wielkości popełnianego błędu ilości, zliczeń punktów, odległości linii pomiarowych
- Kucharenki (1957). Ten autor z kolei proponował graficzny i analityczny sposób ustalenia ilości zliczeń, zawartości minerałów jak i popełnianego błędu.

Metody stosowane w ilościowej analizie mikroskopowej skał jak również jej wyniki mogą być stosowane i wykorzystywane przy określaniu innych niż skład objętościowy czy skład chemiczny parametrów skały. Niekiedy możliwości te wykraczają poza kanony problematyki petrograficznej. Omawiają je Jaworowski i Juskowiak (1973) oraz Ratajczak et al. (1998). Są to:

- skład mineralny skały wyrażony w % wagowych
- ciężar właściwy skały
- jej granulometria
- określenie niektórych wskaźników katagenezy skały

Ilościową analizę mikroskopową skał stosuje się również w badaniach petrograficznych węgli. Specyfika kaustobiolitów powoduje jednak, że praktykowana w tym przypadku metodyka odbiega od standardowej. Skład petrograficzny węgli jest zazwyczaj bardzo niejednorodny. Tworzą je zróżnicowane macerały stanowiące produkt rozkładu szczątków organicznych, zachodzących w zmiennych warunkach fizyko-chemicznych. Stanowi je także nieorganiczna substancja mineralna. Udział macerałów w budowie pokładów węglowych może ulegać zmianom w szerokich granicach zarówno po rozciągłości jak i w profilu pionowym. Zróżnicowana jest także zawartość macerałów w kolejnych pokładach. Jeszcze większe zmiany składu ilościowego macerałów stwierdza się porównując między sobą poszczególne zagłębia węglowe. Z kolei skład petrograficzny węgli decyduje o ich własnościach użytkowych. Stąd też ważna jest znajomość ilościowej zawartości w nich różnych macerałów,

Ilościowa analiza mikroskopowa węgli jest wykorzystywana do oznaczenia zawartości macerałów, mikrolitotypów, substancji mineralnej jak również ustalenia ich zmienności w profilu i po rozciągłości pokładów węglowych.

Według zaleceń International Committee for Coal and Orgarnic Petrology (ICCP) do ilościowych badań mikroskopowych stosowane są preparaty do światła odbitego. Komisja ta zaleca następujące sposoby określenia ilościowego składu wegli:

- użycie okularu mikrometrycznego z 20 punktową siatka pomiarową tzw. okularu Kőttera
- stosowanie metody liniowej

Analiza ta umożliwia ustalenie:

- ilościowego udziału macerałów
- udziału domieszek mineralnych
- rozmieszczenia poszczególnych macerałów w węglu. Jest to zagadnienie szczególnie ważne w procesach wzbogacania
- zwietrzenia węgli
- skłonności węgla do wyrzutów
- ilościowego składu mikroskopowego koksu

Inna jest również specyfika metod stosowanych w ilościowej analizie mikroskopowej preparatów proszkowych. Dotyczy ona minerałów ciężkich, koncentratów minerałów akcesorycznych czy rudnych. Została zaproponowana przez Fleeta w 1926 roku. Stosowane są w niej następujące sposoby zliczania minerałów:

- obejmujący wszystkie ziarna (metoda Fleeta)
- metoda powierzchniowa. Interesuje się ziarnami mineralnymi położonymi pomiędzy równoległymi liniami pomiarowymi przebiegającymi na preparacie mikroskopowym
- metoda liniowa. Dotyczy ona ziarn "przeciętych" przez linie pomiarowe.

Ważnym zagadnieniem w tej odmianie analizy ilościowej jest problem preparatyki. Wykorzystuje ona określone frakcje ziarnowe a także koncentraty uzyskane w rezultacie zróżnicowania własności fizycznych minerałów (magnetycznych, elektrycznych, chemicznych, grawimetrycznych), Stosowana jest w niej metoda punktowa. Z zagadnieniami dającymi się rozwiązać przy pomocy tej metody wiąże się też problem jakościowych i ilościowych badań szlichów. Znajomość ilościowego składu mineralnego frakcji ciężkiej, poza możliwością rozwiązania niektórych problemów geologicznych, wiąże się także z szansą wykorzystania ich w procesach przeróbczych i wzbogacania kopalin, zwłaszcza rud metali.

POLSKIE "ŚLADY" W ILOŚCIOWYCH BADANIACH MIKROSKOPOWYCH SKAŁ

W szeroko rozumianej problematyce dotyczącej analizy mikroskopowej skał należy pamiętać o dokonaniach polskich petrografów. Są one związane z nazwiskami prof. dr hab. Marii Turnau-Morawskiej i prof. dr hab. Juliana Tokarskiego. Posiadały one charakter empiryczny, znalazły zastosowanie w praktyce petrograficznej i spotkały się z uznaniem międzynarodowym.

W latach 30-tych ubiegłego wieku prof. M. Turnau-Morawska prowadziła badania petrograficzne trzonu krystalicznego Tatr. Obejmowały one analizy mikroskopowe i chemiczne. Rezultaty tych badań pozwoliły ustalić pewną prawidłowość dotyczącą zastosowania ilościowej analizy mikroskopowej skał w celu określenia ich składu chemicznego. Doświadczenia i wyniki badań autorki pozwoliły zaproponować liczbę preparatów mikroskopowych i dokonywanych na nich zliczeń celem wykorzystania ich z dużym prawdopodobieństwem dla ustalenia składu chemicznego skał. Podstawę ku temu stanowiły 3 preparaty mikroskopowe. W przypadku każdego z nich należało dokonać 100 zliczeń. Wyniki tych badań sformułowane przez autorkę w 1933 roku stały się jednym z kanonów badań ilościowych skał i noszą nazwę reguły Marii Turnau-Morawskiej. Zawartość minerałów w skale była oznaczana metodą liniową. Reguła posiadała jednak pewne ograniczenia. Odnosiła się w zasadzie tylko do jednej odmiany skał – granitu tatrzańskiego i dotyczyła takich jego typów strukturalnych, w których ziarna minerałów nie przekraczały 0,5 mm średnicy.

Twórcą metody planimetryczno-proszkowej w ilościowej analizie mikroskopowej skał był prof. J. Tokarski, profesor Uniwersytetu im. Jana Kazimierza we Lwowie a potem kierownik Zakładu Petrografii Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie. Zaproponowana przez niego metoda stanowi efekt długoletnich badań i eksperymentów. Została zastosowana w sposób praktyczny w celu ustalenia składu mineralnego i chemicznego skał magmowych (Tokarski 1939, 1940; Tokarski, Gawińska 1938). Posiada jednak w pewnym sensie charakter uniwersalny. Wynika to stąd, że obserwacje mikroskopowe i zliczenia punktowe wykonywane były na preparatach proszkowych przez co wyeliminowana została struktura skały. Autor wykorzystał też tę metodę do rozwiązywania zagadnień praktycznych tzn. ustalenia składu chemicznego na użytek różnych technologii w przemyśle mineralnym m.in.

- kontroli jakości gipsu w przemyśle cementowym
- składu chemicznego soli potasowych
- składu chemicznego cementu

Z doświadczeń J. Tokarskiego wynikało, że w metodzie tej do badań nie powinna być stosowana frakcja ziarnowa poniżej 0,06 mm.

Zasadniczym problemem metody była sprawa ilości zliczeń. Zdaniem autora w sumie winna ona obejmować 300 punktów pomiarowych. Ilość ta gwarantowała wykazaną niejednokrotnie poprawność wyników. Innym zagadnieniem była liczba preparatów. Pierwotnie autor wykonywał pomiary na jednym preparacie. Uważał jednak, że celem zapobieżenia ewentualnym błędom wskazane jest sporządzanie trzech preparatów z każdej próbki skały. Wieloletnie doświadczenia wykazały, że jest to wystarczające dla określenia ilościowego składu mineralnego skały. Próby przeliczenia uzyskanych w ten sposób rezultatów na skład chemiczny dawały wyniki nie przekraczające 1% błędu w stosunku do efektów analiz chemicznych.

Znamienne, że liczba 300 zliczeń zaproponowana przez J. Tokarskiego została po latach niejako uhonorowana i zaakceptowana na użytek ilościowej analizy mikroskopowej skał. Teoretyczne rozważania nad ilością zliczeń dowiodły bowiem, że jest ona wystarczająca i gwarantuje uzyskanie 95% poziomu ufności zawartości składników mineralnych. Prawdopodobny błąd analizy rośnie bowiem szybko poniżej 300 zliczeń a powyżej 300 – wolno maleje. Po latach zwrócili na to uwagę van der Plas i Tobi (1965).

Należy wspomnieć również o tym, że metoda J. Tokarskiego spotkała się z głosami krytyki i zastrzeżeń. Kucharenko (1957) twierdził, że przy 300 punktach pomiarowych zła identyfikacja jednego lub dwóch minerałów powoduje błąd rzędu 0,3 - 0,7%. Ma on wpływ na wynik całej analizy. Takie zaś pomyłki nie są wykluczone w trakcie identyfikacji mikroskopowej minerałów nawet przez doświadczonych petrografów.

O ile dokonania M. Turnau-Morawskiej i J. Tokarskiego są szeroko znane wśród petrografów i znalazły należne miejsce w zagadnieniach dotyczących ilościowej analizy mikroskopowej skał tak dużo mniejszy rozgłos jest związany z osiągnięciami Czochralskiego i Śmiałowskiego (1935, 1936). Dotyczą one rozwiązań aparaturowych stosowanych w ilościowej analizie mikroskopowej na użytek metalografii. Zaproponowali je w latach 30-tych ubiegłego wieku w Instytucie Metalurgii i Metaloznawstwa Politechniki Warszawskiej. Przedmiot stanowiła ilościowa ocena zanieczyszczeń metali badań wtraceniami niemetalicznymi. Autorzy ci zaproponowali metodę "obiektywnego określania wtrąceń niemetalicznych na szlifie". Oparta ona była na wykorzystaniu w badaniach metalograficznych mikroskopu. Skonstruowany został w tym celu przyrząd zwany mikrofotometrem rejestrującym. Zasady jego działania wykorzystującego różnicę natężenia światła odbitego od wypolerowanej powierzchni zgładu mogą być uważane za prototyp współczesnego mikrometru czy zautomatyzowanych integratorów liniowych i wykorzystana w zagadnieniach petrograficznych.

ILOŚCIOWA ANALIZA MIKROSKOPOWA SKAŁ A STEREOLOGIA

Od początku istnienia ilościowej analizy mikroskopowej skał przedmiot jej badań i zainteresowań stanowiły skały. Zauważalny rozwój oraz rozszerzenie możliwości stosowanych w niej metod wynikał ze zmiany techniki pomiarowej. Doprowadziło to do powstania nowej dziedziny badań – stereologii. Jest to dyscyplina naukowa wchodząca w zakres matematyki stosowanej. Stanowi ona część geometrii analitycznej zajmującej się opisem przestrzennym, w którym uzyskuje się informacje ilościowe na temat struktur wielowymiarowych na podstawie pomiarów wykonywanych na przekrojach jedno- lub dwuwymiarowych.

Jednym z działów stereologii jest mikrostereologia skał. Dotyczy ona zagadnień związanych z ustaleniem ich składu ilościowego. Rozwiązywane są one przy

pomocy badań mikroskopowych wykonywanych na zgładach czy płytkach cienkich. Uchodzi za najbardziej zmatematyzowany dział mikroskopii optycznej.

Mikrosterelogia w szeroko rozumianej mikroskopii optycznej skał zaczyna spełniać, aczkolwiek powoli, jedną z najbardziej istotnych ról. Jej postępy są stymulowane pojawieniem się coraz nowszych rozwiązań konstrukcyjnych umożliwiających automatyczną analizę obrazów mikroskopowych i przetwarzających komputerowo uzyskane rezultaty. Dodatkowy efekt to skrócenie czasu niejednokrotnie jak dotąd żmudnych i długotrwałych pomiarów oraz przeliczeń w przypadku tradycyjnych metod ilościowej analizy mikroskopowej skał.

Analiza stereologiczna stała się w pewnym sensie kontynuatorką metod stosowanych w ilościowych pomiarach mikroskopowych skał. Aktualnie przeżywa wyraźny rozkwit. Dzieje się tak dlatego, że na przestrzeni ostatnich lat, w efekcie dynamicznego rozwoju informatyki jest coraz częściej wspomagana przez różnorakie metody pomiarowe. Spośród nich najbardziej obiecujące, ale równocześnie stwarzające najwięcej problemów, są metody automatycznego przetwarzania i analizy obrazów. Metody te największe sukcesy notują przy rozwiązywaniu zagadnień z zakresu inżynierii materiałowej (m.in. w metalurgii), biologii, medycyny, kontroli niektórych procesów technologicznych itp. Główną ich zaletą jest fakt, że pozwalają na dokonywanie niezbędnych pomiarów w stosunkowo krótkim czasie. Stwarzają przez to szansę uzyskania dużej ilości danych, pochodzących z jak największej liczby obiektów. Niestety praktyczne zastosowanie tych metod w tradycyjnych analizach mikroskopowych nie nadąża za postępami stereologii. Istnieją w te mierze widoczne trudności adaptacyjne. Dotycza one głównie zakresu preparatyki. Nie zawsze bowiem istnieje szansa na uzyskanie w płytkach cienkich czy zgładach, obrazów skał spełniających wymagania analityczne stosowanego urządzenia. Stanowi to warunek poprawnego działania większości urządzeń wykorzystywanych w mikrostereologii.

W środowisku geologów a zwłaszcza petrografów w przypadku tego typu badań w miejsce mikrostereologii stosuje się określenie "ilościowa analiza mikroskopowa skał". Wydaje się ono bliższe realiów i oddające sytuację chociażby z uwagi na stosowane metody analityczne. Niekiedy bywa ona też nazywana "analizą geometryczną skał". To pojęcie z kolei wydaje się zbyt szerokie. Obok zagadnień obejmujących ilościowy skład mineralny skał mieszczą się w nim także inne cechy dotyczące m.in. własności fizyko-chemicznych. Niekiedy błędnie posługuje się pojęciem "analiza planimetryczna". Stosowane są też inne określenia np. "morfometria" czy "stereometria". Nazwa "mikrostereologia skał" najbardziej adekwatna w zautomatyzowanych badaniach mikroskopowych nie znalazła jak dotąd prawa obywatelstwa w petrografii.

LITERATURA

CHAYES F., 1956: Petrographic modal analysis. An elementary statistical appraisal. John Wiley and Sons. New York.

CZOCHRALSKI J., 1935: Metoda ilościowego oznaczania wtrąceń niemetalicznych. Wiad. Inst. Metalurgii i Metalozn. Politech. Warszawsskiej 2, 1.

- DELESSE A.E., 1847: Procede mecanique pour determiner la composition des roches. Ann. De Mines 13.
- FLEET W.F., 1926: Petrological notes on the Old Red Sandstone of the West Midlands. Geol. Mag. 63.
- GŁAGOLEW A.A., 1933: O giemietriczeskich mietodach kolicziestwiennowo minerałogiczieskowo analiza gornych porod. Trudy Inst. Prikł. Minier. 59.
- HACQUERT A., 1929: Modification de l'appareil se Shand et son emploi dans l'analyse Mineralogique des roches meubles. Liege. International Handbok of Coal Petrography. ICCP – CNRS. Paris.
- JAWOROWSKI K., JUSKOWIAK M., 1973: Metoda punktowa analizy geometrycznej na tle podstawowych zagadnień opisu skał. Instr. IG. Met. Badań Geolog. 22. Wyd. Geol. Warszawa.
- JOHANNSEN A., 1919: A planimetr method for the determination of te percentage composition of rocks. Jour. Geol. 27.
- JOLY J., 1903: The petrological examination of paving sets. Proc. Roy. Dublin. Soc.
- KUCHARENKO A.A., 1957: O metodikie koliczestwienno-minierałogiczeskowo analiza szlichow. Zap. LGU, ser. Geoł. Nauk 8.
- RATAJCZAK T., MAGIERA J., SKOWROŃSKI A., TUMIDAJSKI T., 1998: Ilościowa analiza mikroskopowa skał. Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica. Skrypty Uczelniane 1534.
- ROSIVAL A., 1898: Über geometrische Gesteinsanalysen. Ein einfacher Weg zur ziffernasigen Feststellung des Quantitatsvehaltnisses der Mineralbestandteile. Verhandl. der K.K. Geol. Reichanst. 5-6.
- SAŁTYKOW S.A., 1950: Wwiedienije w stierieometrcziskuju metałłografiju. Moskwa. Metałłografija.
- SHAND S.J., 1916: A recording micrometr for geometrical analysis. Jour. Geol. 24.
- SORBY H.C., 1858: On slaty cleavage in the Devonian limestones of Devonshire. Phil. Mag. 11.
- ŚMIAŁOWSKI M., 1936: O nowym mikrofotometrze rejestrującym i jego zastosowaniu do ilościowego oznaczania wtrąceń niemetalicznych. Wiad. Inst. Metalurgii i Metalozn. Pol. Warsz, 3, 1.
- TOKARSKI J., 1939: Uber eine pulver-planimetrische Methode der Analyse der kristallien Gesteine. Bull. Acad. Pol. Sci. Let A.
- TOKARSKI J., 1940: O kolicziestwiennoj mikroskopiczeskoj analizie w izmiełcziennom widie. Izw. AN SSSR ser. Geoł. 6.
- TOKARSKI J., GAWIŃSKA H., 1938: Ergebnisse der mikroskopischplanimetrischen. Analysis des Granis von Osnik in Wolhynien. Acad. Pol. Sci.
- VAN DER PLAS L., TOBI A.C., 1965: A chart for judging he reliability of point counting results. Amer. Jour. Sci 263/1.
- WENTWORTH C.J., 1923: An important recording micrometer for rocks analysis. Jour. Geol. 31.

POLSKIE TOWARZYSTWO MINERALOGICZNE – PRACE SPECJALNE MINERALOGICAL SOCIETY OF POLAND – SPECIAL PAPERS Zeszyt 27, 2005; Volume 27, 2005

Mariusz MŁYNARCZUK¹

STEREOLOGICZNY OPIS SKAŁ OKRUCHOWYCH PRZY UŻYCIU METOD ANALIZY OBRAZU

Abstrakt: Praca opisuje możliwości zastosowania metod automatycznej analizy obrazu do ilościowego opisu skał okruchowych. Na przykładzie arenitu z Dobrzycy przedstawiono tryb postępowania, który prowadzi do automatycznej identyfikacji wybranych elementów struktury skalnej, czyli w tym przypadku do wyróżnienia w niej ziarn kwarcu, przestrzeni porowej i minerałów ciężkich. Prowadzi to w konsekwencji do możliwości ich opisu poprzez szereg parametrów geometrycznych. Artykuł w sposób szczegółowy zestawia te parametry, których wykorzystanie do opisy skały wydaje się być interesujące z punktu widzenia autora. Należy zaznaczyć, że większość tych wielkości jest niemożliwa do wyznaczenia w przypadku wykonywania standardowych analiz ilościowych (liniowych bądź punktowych). Wspomniane możliwości mogą mieć niekiedy fundamentalne znaczenie i być, obok zautomatyzowania żmudnych pomiarów ilościowych, główną zaletą komputerowej analizy obrazów mikroskopowych.

Słowa kluczowe: analiza obrazu, morfologia matematyczna, petrografia, skały okruchowe

Stereological description of sedimentary rocks with methods of image analysis Abstract: The paper deals with applications of automatic image analysis in quantitative description of detrital rocks. At an example of the arenite from Dobrzyca, the authors present the procedure of automatic identification of selected elements of the rock structure, e.g. quartz grains, pore space and heavy minerals. The elements distinguished can be thus described with a number of geometrical parameters. The author presents in detail the parameters that can bring about interesting data in the rock description. It should be stressed that most of them cannot be determined in standard microscope quantification (methods of line- or point-counting). Information obtained in this way may be sometimes of vital importance and besides automatization of tedious microscope measurements is the main advantage of computerized image analysis.

Key words: image analysis, mathematical morphology, petrography, detrital rocks

WSTĘP

Komputerowa analiza obrazu staje się w ostatnich latach szeroko stosowanym narzędziem pomiarowym. Dzieje się tak w szczególności w medycynie, biologii i metalurgii. Niestety, aplikacje tej metody na polu petrografii i mechaniki skał są do tej pory stosunkowo rzadkie. Jest to najprawdopodobniej efektem skomplikowania struktur skalnych oraz dużej ich zmienności, nawet w ramach tego

¹Instytut Mechaniki Górotworu; Polska Akademia Nauk, ul. Reymonta 27, 30-059 Kraków

samego typy skały. Dotychczas, w celu ilościowego opisu struktur skalnych, wykonuje się najczęściej tzw. analizę stereologiczną. Niestety, ze względu na uciążliwość tej metody nie jest ona zbyt często stosowana a opisy ilościowe skał zazwyczaj ustępują miejsca opisom jakościowym.

Celem opisywanych w niniejszej pracy badań była próba zastosowania metod analizy obrazu i morfologii matematycznej do automatycznego pomiaru wybranej skały okruchowej. Uznano, że rozwój metod automatycznych w celu ich zastosowania do analizy struktur skalnych znacznie ułatwi i przyspieszy pomiary ilościowe.

Rozwój sprzętu komputerowego sprawił, że istniejące jeszcze na początku lat 90-tych hardwerowe analizatory obrazu (np. Quantimet, MetaPericolor) zostały zastąpione specjalistycznymi programami komputerowymi (np. Aphelion, Lucia). Programy te zawierają setki predefiniowanych przekształceń analizy obrazu. Najczęściej, celem użytkownika jest takie ułożenie algorytmu składającego się z serii następujących po sobie przekształceń, aby z obrazu wejściowego otrzymać obraz wynikowy, na którym odwzorowane są wszystkie analizowane obiekty. Należy zaznaczyć, że poszczególne algorytmy umożliwiają automatyzację pomiarów jedynie dla pojedynczych rodzajów struktur. Co więcej, nawet analiza tej samej struktury wymagać może modyfikacji algorytmu w momencie, gdy pojawią się na niej nieistniejące wcześniej cechy (np. spękania).

Celem opisywanych badań było jednak stworzenie na tyle uniwersalnego algorytmu analizy obrazu, aby mógł być on bez żadnych zmian użyty do analizy większej liczby obrazów lub nawet szlifów cienkich. Było to zadanie niezwykle skomplikowane w przypadku analizy struktur tak różnorodnych jak skały.

Automatyzacja pomiarów ilościowych w piaskowcach zaczyna być w ostatnich latach tematem zainteresowania wielu badaczy. Najczęściej jednak, ogranicza się ona do analizy porowatości skał, jako cechy najbardziej interesującej petrografów (Cerepi i in. 2002). Kompleksowa analiza struktury piaskowców, będąca tematem niniejszej pracy, wykonywana jest zdecydowanie rzadziej (np. Caro, Di Giulio, 2004).

Skały okruchowe, stanowiące obiekt opisywanych badań, reprezentowane były przez arenit kwarcowy o spoiwie kwarcowym, regeneracyjnym nawiercony w karbonie dolnym (wizen) w otworze Dobrzyca-2. Jest to skała o teksturze bezładnej i porowatej. Posiada strukturę drobno psamitową. Jego szkielet ziarnowy jest zwarty, słabo wysortowany, o dużej dojrzałości petrograficznej. W składzie dominują średnio i dobrze obtoczone, monokrystaliczne ziarna kwarcu. Towarzyszą im nieliczne, wyraźnie obtoczone fragmenty skał krzemionkowych. Średnica ziarn mieści się zazwyczaj w przedziale 0,09-0,2 mm, przy czym ziarn najmniejszych wynosi 0,05 mm a największych dochodzi do 0,3 mm. Kuliste, dobrze obtoczone ziarna kwarcu posiadają zwykle dobrze rozwinięte obwódki regeneracyjne, zacierające ich pierwotne kształty. Grubość obwódek waha się od kilku do około 50 µm. Ziarna te zawierają zazwyczaj dosyć liczne, submikroskopowe wrostki zbudowane prawdopodobnie z nieprzezroczystego hematytu. Wrostki te, rozmieszczone zwykle w sposób chaotyczny wykazują

niekiedy tendencję do gromadzenia się na granicy między ziarnem i obwódką regeneracyjną. Ułatwia to odtworzenie pierwotnego kształtu ziarn. Kontakty międzyziarnowe są niezbyt liczne. Przeważają odmiany punktowe, znacznie rzadziej spotyka się linijne. Przestrzeń porowa stanowiąca około 25% obj. skały jest w znacznym stopniu zabudowana neogenicznym kwarcem tworzącym obwódki regeneracyjne. Mimo to ponad połowa przestrzeni porowej pozostaje niewypełniona. Puste pory mają zazwyczaj nieregularne kształty ograniczone brzegami ziarn i nierównymi ścianami obwódek regeneracyjnych. Średnica porów mieści się w przedziale 0,005-0,08 mm. Niekiedy są one częściowo wypełnione drobnymi (poniżej 0,05 mm), hipautomorficznymi kryształami anhydrytu. Spoiwo jest kontaktowe i kontaktowo-porowe, kwarcowe typu regeneracyjnego. Sporadycznie spotyka się także cement anhydrytowy.

Próbki skały używane w badaniach zaimpregnowano klejem z dodatkiem barwnika. W ten sposób wszystkie istniejące w skale, otwarte przestrzenie porowe zostały zabarwione na kolor niebieski. Było to szczególnie dobrze widoczne podczas obserwacji szlifów cienkich pod mikroskopem optycznym, w świetle przechodzącym, przy jednym nikolu. Efekt ten przedstawiono na figurze 1a. Na figurze tej widać również wtrącenia minerałów ciężkich, substancji organicznych, ewentualnych zabrudzeń, itp. Stanowi to efekt ich ciemnego zabarwienia.



Fig. 1. Obraz mikroskopowy arenitu kwarcowego z otworu Dobrzyc-2. Światło przechodzące, pow. 100x. a - 1 nkol; b - nikole skośne.

W celu stereologicznego opisu arenitów opracowano algorytm automatycznej ich segmentacji. Przystępując do tego procesu, strukturę podzielono na trzy składniki: przestrzeń porową, minerały nieprzeźroczyste i ziarna kwarcu. Następne zaproponowano tok postępowania, prowadzący do automatycznej identyfikacji tak zdefiniowanych składników skały okruchowej.

OPRACOWANIE ALGORYTMÓW AUTOMATYCZNEJ SEGMENTACJI SKAŁY OKRUCHOWEJ

W komputerowej analizie obrazów celem przekształceń jest najczęściej otrzymanie poprawnie posegmentowanego obrazu binarnego. W sposób właściwy wyróżnione są na nim interesujące obiekty (piksele o wartości 1) i tło (piksele o wartości 0). Aby otrzymać poprawny obraz binarny należy uprzednio dokonać szeregu przekształceń obrazu szarego. W efekcie uzyskuje się kontrastowy obraz, na którym obiekty (np. minerały lub pory) wyraźnie rozróżniają się od tła (np. spoiwa) (Młynarczuk 2004, 2005).

Przekształcenia stosowane w automatycznej analizie obrazów w zasadzie zdefiniowane są dla obrazów binarnych i szarych. Najczęstszym zaś sposobem analizy zdjęcia kolorowego jest jego bezpośrednia zamiana na (jeden) obraz szary. W wyniku takiej transformacji tracona zostaje jednak znaczna część informacji. Takie podejście nie zawsze jest wystarczające do poprawnej analizy zdjęć barwnych. Dzieje się tak np. w przypadku opisywanych badań. Dlatego też, w prezentowanych pracach, kolorowe obrazy przekształcano na składowe: YIQ oraz CMYK.

Ze względu na ograniczoną ilość miejsca w niniejszej publikacji nie definiowano przekształceń analizy obrazu i morfologii matematycznej. Podstawowe pojęcia z tego zakresu znaleźć można w opracowaniach Tadeusiewicza i Korohody (1997), Wojnara i Majorka (1994) oraz Serry (1982).

Automatyczna segmentacja przestrzeni porowej

Przekształcenia kolorów do przestrzeni YIQ

W celu detekcji przestrzeni porowej (czyli niebieskiego barwnika na szlifie cienkim) wykorzystano składową I, modelu koloru YIQ (Pitas, 2000). Aby przekształcić standardowy obraz RGB na składowe YIQ należy wpierw wyznaczyć tzw. barwy różnicowe r'T, g'T i b'T (Mikłasz).

$$r'T = r' - y'$$

 $g'T = g' - y'$ (1)
 $b'T = b' - y'$
 $gdzie: r', g', b' - składowe obrazu RGB, a y' (wartość luminancji)
definiowana jako:$

y' = 0,299r' + 0,587g' + 0,114b'

(2)

jest

Do jednoznacznego określenia barwy niezbędna jest znajomość składowej luminancji y' i dwu z trzech barw różnicowych. Najczęściej wykorzystywane są składowe r'T i b'T. Składowa g'T ma najmniejszą amplitudę, wskutek czego jest podatna na zakłócenia. Do zakodowania informacji o barwie są wykorzystywane sygnały chrominancji:

I = 0,740r'T - 0,270b'T Q = 0,480r'T - 0,410b'T

(3)

Powyższe rozważania prowadzą do wyznaczenia macierzy przekształcenia składowych koloru przestrzeni RGB w przestrzeń YIQ. Ma ona postać:

Γ	Y^{-}		0.299	0.587	0.114		R
	Ι	=	0.596	-0.275	-0.321	•	G
	<i>Q</i> _		0.212	-0.523	-0.311		B

Omówione wyżej założenia zostały wykorzystane do analizy przestrzeni porowej skał okruchowych. Przykładowy obraz przedstawiony na Figurze 2 ilustruje składowe Y, I, Q struktury z Figury 1b.



Fig 2. Podział obrazu przedstawionego na Figurze 1b na składowe Y (a) I (b) oraz Q (c)

Automatyczne progowanie metodą maksymalnej entropii

Jedną z częściej wykorzystywanych metod automatycznej binaryzacji jest maksymalna entropia (Coster i Chermant, 1989). Metodę tę wykorzystano również w celu identyfikacji przestrzeni porowej na analizowanych szlifach.

Wartość entropii (H) zdefiniowana jest jako:

$$H = -\sum_{i=\min}^{\max} (g_i * \ln g_i)$$
(5)

gdzie: g_i – wartość poziomu szarości dla i-tego piksela.

Dla każdej możliwej wartości progowania gprog, mieszczącej się między gmin i gmax (np. między 0 i 255) wyliczane są wartości entropii dla tła (gmin...k) i dla obiektów (k...gmax). Optymalna wartość progowania k jest zdefiniowana jako wartość, dla której suma tych entropii jest maksymalna.

Progowanie metodą maksymalnej entropii polega więc na znalezieniu takiego k, dla którego wielkość H(k) – obliczona ze wzoru (6), będzie największa:

$$H(k) = -\frac{1}{N_k(1)} \sum_{i=g\min}^k (g_i * \ln g_i) - \frac{1}{N_k(2)} \sum_{i=(k+1)}^{g\max} (g_i * \ln g_i) +$$
(6)

 $+\ln(N_k(1) - N_k(2))$

gdzie: $N_k(1)$ – ilość pikseli tła (dla wartości progowania k), $N_k(2)$ – ilość pikseli obiektów (dla wartości progowania k).

Wykorzystując metodę maksymalnej entropii na składowej I (Fig. 2b) wyróżniono fragmenty struktury będące przestrzenią porową (Fig. 3).

(4)

Segmentacja minerałów nieprzeźroczystych

Bazując na składowej K modelu koloru CMYK (Shih, 1995), zwrócono uwagę na wyraźnie jaśniejsze fragmenty tego obrazu (Fig. 4, wzór 7).

$$K = \min(R, G, B) \tag{7}$$

Reprezentują one zapewne minerały ciężkie, lub substancję organiczną. Wynik progowania (Fig. 5) pozwala wyróżnić te substancje.

W efekcie tych zabiegów w obrazie mikroskopowym arenitu z Dobrzycy wyróżniono:

przestrzeń porową (kolor niebieski),

minerały nieprzeźroczyste (kolor czerwony),

ziarna okruchowe arenitu - bez wydzielenia ich granic (kolor żółty). Ilustruje to Figura 6.





Fig. 3. Przestrzeń porowa (kolor czarny) dla Fig. 4. Składowa K modelu CMYK arenitu z Dobrzycy.

wykorzystywana do detekcji ciemnych fragmentów skały.



Fig. 5. Wtrącenia minerałów ciemnych i nieprzeźroczystych widoczne na obrazie mikroskopowym.



Fig. 6. Segmentacja porów (kolor niebieski), składników nieprzeźroczystych (kolor czerwony) i ziarn okruchowych, jednak bez wydzielenia ich granic (kolor żółty).

Segmentacja ziarn okruchowych arenitu z Dobrzycy

Obraz mikroskopowy przedstawiony na Figurze 6 obrazuje rozmieszczenie w strukturze arenitu ziarn okruchowych. Tego typu wyselekcjonowanie jest niezbędne a zarazem wystarczające np. dla wyznaczenia udziału objętościowego kolejnych składników mineralnych w skale. Nie bywa natomiast dostateczne w przypadku większości obliczeń ilościowych (bądź stereologicznych) dotyczących morfologii pojedynczych składników skałotwórczych czy cech strukturalnych. Czyli np. nie starcza do wyznaczenia wartości średnic ziarn, ich obwodów, długości linii styków, powierzchni właściwych, a także do oznaczenie rozkładów tych wielkości. W celu umożliwienia wykonania tych obliczeń niezbędne jest dokładne posegmentowanie ziarn mineralnych, czyli podział pola zaznaczonego na Figurze 6 kolorem żółtym na pojedyncze obiekty. Dla realizacji powyższego wykorzystano obrazy mikroskopowe arenitu z Dobrzycy zarejestrowane przy 1 nikolu (Fig. 1a) oraz przy trzech różnych kątach wzajemnego położenia nikoli (Fig. 7).



Fig. 7. Obrazy mikroskopowe arenitu z Dobrzycy rejestrowane przy dwóch różnych kątach wzajemnego położenia nikoli. Światło spolaryzowane. Nikole skośne. Pow. 100x.

Detekcję granic ziarn rozpoczęto poprzez wyznaczenie gradientów morfologicznych dla składowych RGB oraz LS (z modelu HLS) uzyskanych dla każdego z 3 obrazów kolorowych rejestrowanych przy różnych kątach wzajemnego położenia nikoli. Jako obraz będący podstawą dalszych analiz przyjęto supremum dla wszystkich obliczonych wcześniej obrazów gradientów morfologicznych. Takie podejście wychodziło z założenia, że przy istnieniu granic między ziarnami różniących się, choć minimalnie kolorem, sytuacja ta zostanie "wychwycona" przynajmniej na jednym z obrazów gradientu.

Figura 8a przedstawia obraz stanowiący efekt opisanej wcześniej operacji. Na obecnie opisywanym etapie prac poszukiwano jedynie granic ziarn kwarcu. W związku z tym granice, które algorytm wykrywał na porach lub wtrąceniach mogły zostać pominięte. Aby to zobrazować na figurze 8b przedstawiono nałożenie obrazu gradientów na obraz porów i wtrąceń.



Fig. 8. Obraz maksimów powstałych z gradientów obrazów RGB i HLS (a) oraz jego nałożenie na obraz porów i wtrąceń (b). Arenit z Dobrzycy. Pow. 100x.

W następnym etapie konstruowania algorytmu, obraz z figury 8a poddany został binaryzacji. Jej próg ustawiono na 40. W wyniku tej operacji uzyskano obraz przedstawiony na Figurze 9a. Obraz ten poddano następnie niewielkiej dylacji (o rozmiarze 1) w celu połączenia ewentualnych nieciągłości granic (Fig. 9b).

Tak otrzymany obraz poddany został szkieletyzacji przez wykorzystanie obiektu strukturalnego L (z tzw. alfabetu Golay'a – patrz Wojnar i Majorek (1994)). Operacje tą (podobnie jak wszystkie w niniejszym algorytmie) przeprowadzono w siatce sześciokątnej. Otrzymany obraz wynikowy posiada dużą ilość tzw. "gałęzi" (Fig. 10a), które wyeliminowano przy wykorzystaniu procedury sekwencyjnego ścieniania elementem strukturalnym E (Fig. 10b).



Fig. 9. Obraz z Figury 8a po binaryzacji (a) i po dylacji o rozmiarze 1 (granice ziarn zaznaczono na czarno). Arenit z Dobrzycy. Pow. 100x.



Fig. 10. Szkieletyzacja obrazu przedstawionego na figurze 8b (a) oraz "eliminacja gałęzi" (b). Arenit z Dobrzycy. Pow. 100x.

W wyniku nałożenia na otrzymany wynik (Fig. 10b) obrazu porów i wtrąceń (Fig. 6) otrzymano rezultat przedstawiony na Figurze 11a. Oprócz w miarę poprawnego zarysu ziarn, można na nim zauważyć dużą ilość niewielkich obiektów. Jest to efekt tzw. przesegmentowania obrazu. W wyniku analizy obrazu wejściowego i uzyskanego wyniku z Fig. 11a stwierdzono, ze najmniejsze obiekty są częścią większych, sąsiednich ziarn. Z tego powodu powinny zostać do nich "włączone". Aby to uczynić, wyeliminowano w pierwszym etapie wszystkie te obiekty, które miały wielkość mniejszą niż 10 pikseli. W tym celu użyto przekształcenia morfologicznego: zamknięcie przez rekonstrukcję. Wynik tej operacji zaprezentowano na Fig 11b.

Kolejną czynnością w adaptacji algorytmu była operacja SKIZ (Vincent, 1990). Jej wynik przedstawiono na Figurze 12a. Rezultat nałożenia obrazu z Figury 12a na pory i wtrącenia przedstawia Figura 12b.

Obraz przedstawiony na Figurze 12b jest wynikiem końcowym zaproponowanego algorytmu segmentacji ziarn arenit z Dobrzycy.



Fig 11. Nałożenie obrazu z figurze 10b oraz obrazu porów i wtrąceń (a). Zabieg eliminacji niewielkich obiektów (a). Arenit z Dobrzycy. Pow. 100x.



Fig 12. Wynik przekształcenia SKIZ obrazu z figury 10b (a), oraz wynik nałożenia na obraz z figury 11a porów i wtrąceń (b). Arenit z Dobrzycy. Pow. 100x.

REZULTAT KOŃCOWY DZIAŁANIA ALGORYTMU.

W celu wizualizacji otrzymanego wyniku, na Figurach 13a i 13b przedstawiono dwa obrazy wejściowe zastosowanej analizy. Były one wcześniej prezentowane na Figurach 1a oraz 1b.

Obraz przedstawiony na Figurze 13c stanowi złożenie obrazów 6 i 12b. Jest to wynik końcowy algorytmu segmentacji arenitu z Dobrzycy. Na żółto zaznaczono na nim poszczególne ziarna kwarcu, na niebiesko przestrzeń porową a na czerwono, zazwyczaj nieprzeźroczyste wtrącenia.

Wizualne porównanie otrzymanego wyniku z obrazami wejściowymi (Fig. 13a i 13b) świadczy o bardzo dobrym (biorąc pod uwag stopień skomplikowania struktur skalnych) rezultacie przeprowadzonej segmentacji. Dowodzi to poprawności zaproponowanego algorytmu.



Fig 13. Obrazy wejściowe (a) i (b) oraz końcowy wynik segmentacji obrazu arenitu z Dobrzycy (c).

Należy podkreślić, że wynik przedstawiony na figurze 13c osiągnięto w sposób w pełni automatyczny, bez jakiejkolwiek "ręcznej" ingerencji na którymkolwiek z etapów prezentowanej analizy. Jedynymi parametrami ustawianymi w algorytmie są parametry progu binaryzacji dla obrazu gradientu (czego efektem jest obraz na fig. 9a) oraz parametr filtracji zamknięciem przez rekonstrukcję (efektem tego jest obraz na fig. 11b). Należy zaznaczyć, że dla analizowanego szlifu parametry te zostały ustalone jednorazowo i nie były zmieniane.

WERYFIKACJA WYNIKÓW Z ANALIZY AUTOMATYCZNEJ

Na szlifie cienkim arenitu z Dobrzycy wybrano 25 pól pomiarowych. Na każdym z nich zarejestrowano obraz obserwowany przy użyciu jednego nikola oraz 3 obrazy przy różnych kątach wzajemnego położenia nikoli. Obrazy te były punktem wyjścia do przeprowadzenia automatycznych pomiarów. Odbywały się one zgodnie z zaprezentowanym wcześniej algorytmem.

W celu weryfikacji poprawności działania algorytmu otrzymane wyniki porównano z analizą nieautomatyczną. Analiza ta polegała na "ręcznym" obrysowaniu granic ziarn kwarcu. Wyniki średniej powierzchni ziarn (S) oraz średniego obwodu ziarn (L) zestawiono w tabeli 1. Wyniki pozwalają przyjąć, że zaproponowana metoda automatyczna analizuje skałę w sposób poprawny.

	Średnia powier	zchnia ziarn - S	Średni obwód ziarn - L		
Rodzaj skały	[μ	.m [*]]	[µm]		
okruchowej	Analiza	analiza	Analiza	analiza	
	"ręczna"	automatyczna	"ręczna"	automatyczna	
Arenit - Dobrzyca	17 595	17 011	530	537	

Tabela 1. Porównanie średniej powierzchni oraz średniego obwodu ziarn kwarcu w arenitu z Dobrzycy otrzymanych w wyniku analizy ręcznej i automatycznej.

MOŻLIWOŚCI STEREOLOGICZNEGO OPISU PARAMETRÓW BADANEJ SKAŁY W OPARCIU O POSEGMENTOWANY OBRAZ BINARNY

Zarówno wizualne porównanie obrazów wejściowych z wynikami ich segmentacji jak i weryfikacja wyników automatycznych poprzez wykonanie analizy ręcznej pozwala stwierdzić, że proponowana metoda w sposób poprawny segmentuje analizowaną strukturę. Poprawna segmentacja jest natomiast punktem wyjścia do przeprowadzenie kompleksowych pomiarów ilościowych badanych skał. Należy wspomnieć, że w przypadku używania nowoczesnego oprogramowania do analizy obrazu, pomiary takie (przeważnie) nie nastręczają większych trudności, są dość dobrze zdefiniowane i w większości przypadków przebiegają w sposób w pełni automatyczny. Poniżej zestawiono te parametry, których przydatność do opisu struktury skalnej wydaje się być najwyższa.

Pole powierzchni

Najprostszym parametrem możliwym do ustalenia w badaniach ilościowych skał jest udział procentowy poszczególnych składników. Wyznaczany on jest jako stosunek ilości pikseli przypadających na badany obiekt do wszystkich pikseli analizowanego obrazu mikroskopowego.

Długość obwodu

Wyznaczenie długości obwodów składników skały jest czynnością dość trudną. Wykorzystuje się do tego celu formułę Craftona. Polega ona na wykorzystaniu zasady Cauchy'ego, która po przekształceniach otrzymuje postać formuły Craftona – wzór 8 (Tadeusiewicz i Korohoda 1997):

$$L = \frac{\pi}{4} \cdot [a \cdot (N_0 + N_{90}) + \frac{a}{\sqrt{\pi}} (N_{45} + N_{135})]$$
(8)

gdzie: N_0 , N_{45} , N_{90} , N_{135} – rzuty figury dla wybranych kierunków rzutowania, a – odległość punktów siatki.

Średnice Fereta

Przydatnym dla szeroko rozumianej charakterystyki stereologicznej skał okazać się może wyznaczenie minimalnej i maksymalnej średnicy Fereta poszczególnych składników (Fig. 14).



Fig. 14. Średnice Fereta

Współczynniki kształtu

Standardowy współczynnik kształtu

Dla oceny charakteru kształtu minerałów stosuje się tzw. współczynniki kształtu. Najczęściej wykorzystywany w tym celu jest wzór definiowany jako (Tadeusiewicz i Korohoda, 1997):

$$R_s = \frac{L^2}{4 \cdot \pi \cdot S} \tag{9}$$

gdzie: L – długość obwodu obiektu, S – pole powierzchni obiektu.

Współczynnik ten dla obiektów - minerałów o kształcie koła przyjmuje wartość 1. Odbiega zaś od niej, gdy kształt obiektu staje się bardziej złożony.

Elongacja

Innym współczynnikiem służącym zdefiniowaniu kształtu składników skały może być wartość elongacji (Re). W celu jej określenia obiekt – minerał wpisywany jest w elipsę. W ten sposób uzyskiwane są różnice pomiędzy długościami najdłuższej i najkrótszej osi najlepiej dopasowanej normalnej elipsy, podzielonej przez sumę długości tych osi. Współczynnik ten przyjmuje wartość 0 dla koła. Natomiast zbliża się do 1 w przypadku wydłużonych obiektów.

Kompakcja

Znajomość współczynnika kompakcji jest istotna w celu określenia zaawansowania intensywności procesów diagenetycznych skał. Można go określić przy pomocy wzoru:

$$R_{\kappa} = \frac{16*S}{L^2} \tag{10}$$

Objaśnienia jak we wzorze 9.

Dla obiektów o kształcie kwadratu współczynnik ten przyjmuje wartość 1. Im bardziej obiekt ten swym kształtem jest oddalony od kwadratu, tym wartość ta zmniejsza się.

Współczynniki kształtu wyznaczone ze średnic Fereta

Współczynnik kształtu ziarn można wyznaczyć także znając wartość średnic Fereta. Procedura ta służy określeniu stopnia ich wydłużenia. Uzyskać to można poprzez ustalenie stosunku maksymalnej (R_{max}) i minimalnej (R_{min}) średnicy ziarn.

$$R_F = \frac{R_{\text{max}}}{R_{\text{min}}} \tag{11}$$

Pomiar długości kontaktów

Oprócz, wymienionych powyżej, powszechnie używanych parametrów opisu struktury istnieje możliwość zdefiniowania własnych wielkości. Przykładem może być długość obwodu ziarna przypadająca na kontakt z danym składnikiem skały. Przykładowo, z punktu widzenia prezentowanej w niniejszej pracy analizy, ziarno kwarcu może stykać się bądź z innym składnikami mineralnymi (Z-Z), bądź z przestrzenią porową (Z-P), lub z minerałami nieprzeźroczystymi (Z-W). Na figurze 15b przedstawiono (w oparciu o obraz z figury 15a), podział obwodów badanych ziarn odpowiadający takiej klasyfikacji. Ze względu na przejrzystość obrazu ograniczono się jedynie do zaprezentowania wyniku dla 5 wybranych ziarn.





Fig. 15. Podział obwodów wybranych ziarn z punktu widzenia jego kontaktów z sąsiadami (żółte – kontakt ziarno-ziarno, niebieskie – ziarno-pory, czerwone – kontakt ziarno-wrostki minerałów nieprzeźroczystych)

PODSUMOWANIE

Zastosowano metody komputerowej analizy obrazu do automatycznego opisu skał okruchowych. Dokonano tego na przykładzie arenitu z Dobrzycy. Uzyskane wyniki wskazują, że zaproponowany algorytm jest w pełni automatyczny. Pozwala to na pomiar analizowanej struktury bez żadnej "ręcznej" ingerencji obserwatora.

Zastosowanie metod automatycznych do ilościowej charakterystyki składników skał okruchowych nie tylko skraca czas niezbędny do analizy, ale również pozwala na kompleksowy opis tej struktury poprzez użycie wielu różnorodnych parametrów geometrycznych. Zazwyczaj są one niemożliwe do wyznaczenia przy użyciu innych, powszechnie stosowanych metod analizy ilościowej skał. Fakt ten może mieć niekiedy fundamentalne znaczenie i być główną zaletą automatycznej analizy obrazów mikroskopowych.

Realizacja automatycznej analizy struktur skalnych powiązana jest z koniecznością konstrukcji stosownych algorytmów. Jest to zadanie stosunkowo trudne i wymaga gruntownej wiedzy zarówno z zakresu petrografii jak i informatyki (analizy obrazu). Dla osiągnięcia tego celu niezbędna okazuje się współpraca interdyscyplinarna.

Podziękowania. Autor pragnie podziękować Pani Teresie Ratajczak oraz Panu Tadeuszowi Szydłakowi za pomoc okazaną w opisywanych badaniach.

LITERATURA

- BODZIONY J., 1993: Stereology in Geosciences: Achivements, Difficulties and Limitations, Acta Stereologica 12/2: 211-222.
- COSTER M. CHERMANT J.L., 1989: Precis d'Analyse d'Images, Press du CNRS.
- MIKŁASZ M. http://gpro.wi.ps.pl/podstawowe_modele_barw.php
- MŁYNARCZUK M., 2004. Możliwości wykorzystania analizy obrazu i morfologii matematycznej do analizy stereologicznej struktur skalnych. Archives of Mining Sciences 49: 117-140.
- MŁYNARCZUK M., 2005: Application of Image Analysis and Mathematical Morphology in Petrography. Przegląd elektrotechniczny 3/2005: 20-25.
- PITAS I., 2000: Digital Image Processing Algorithms and Applications. New York, John Wiley&Sons, Inc.
- SERRA J., 1982: Image Analysis and Mathematical Morphology, Academic Press.
- SHIH T. Y., 1995: The Reversibility of Six Geometric Color Spaces. Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, 61, 10.
- TADEUSIEWICZ R, KOROHODA P, 1997: Komputerowa analiza i przetwarzanie obrazów. Wydawnictwo Fundacji Postępu Telekomunikacji,
- WOJNAR L., MAJOREK M., 1994: Komputerowa analiza obrazu. Fotobit Design. Kraków.
- VINCENT L. 1990 : Algorithmes Morphologiques a Base de File d'Attente et de Lacets, These de docteur, Ecole des Mines de Paris.
POLSKIE TOWARZYSTWO MINERALOGICZNE – PRACE SPECJALNE MINERALOGICAL SOCIETY OF POLAND – SPECIAL PAPERS Zeszyt 27, 2005; Volume 27, 2005

Mariusz MŁYNARCZUK², Teresa RATAJCZAK¹, Tadeusz SZYDŁAK³

MOŻLIWOŚCI ZASTĄPIENIA TRADYCYJNYCH METOD POMIARU POROWATOŚCI SKAŁ PRZEZ ANALIZĘ ICH OBRAZU

Abstrakt: Niniejszy artykuł skupia się na korzyściach, jakie niesie ze sobą zastąpienie tradycyjnych metod stosowanych w ilościowych pomiarach stereologicznych poprzez wykorzystanie do tego celu komputerowej analizy obrazu. Podczas opisywanych badań skupiono się na automatycznej analizie przestrzeni porowej skał okruchowych i węglanowych. Uzyskane rezultaty pozwalają stwierdzić, że metody automatyczne mogą z powodzeniem być używane do tego typu pomiarów ilościowych. Dodatkowo wykazano, że zastosowanie metod analizy obrazu nie tylko skraca czas potrzebny do analizy, ale również pozwala na wyznaczenie stosunkowo dużej ilości parametrów geometrycznych, co jest zdecydowanym postęp w porównaniu ze standardowymi pomiarami ilościowymi.

Słowa kluczowe: analiza ilościowa, analiza obrazu, porowatość skały, stereologia

Possible replacing traditional rock porosity measurements by rock image analysis

Abstract: The paper describes advantages resulting from replacing traditional methods used in stereological quantification by computerized image analysis. Research was centred on automatic analysis of pore spaces in detrital and carbonate rocks. The results indicate that image analysis may be successfully applied to such a quantification. Additionally, image analysis not only shortens the time of measurements but also generates a relatively high amount of data on various geometrical parameters, being the method distinctly advantageous in comparison to standard microscope quantification.

Key words: quantitative analysis, image analysis, rock porosity, stereology

WSTĘP

Cechy zbiornikowe skał są miarą możliwości magazynowania przez nie płynów złożowych. Określić je można poprzez scharakteryzowanie przestrzeni porowej osadów, która jest rezultatem skomplikowanych, rozciągniętych w czasie procesów sedymentacyjnych i diagenezy. Ich efektem jest specyficzny dla danej skały rozkład, wielkość i kształt parametrów struktury porowej.

Porowatość skały wyznaczana jest zwykle metodami fizycznymi (Leśniak i Such 1999). Jednakże dla wyznaczenia szczegółowych parametrów geometrycznych przestrzeni porowej wymagane jest przeprowadzenie żmudnych

²Instytut Mechaniki Górotworu; Polska Akademia Nauk, ul. Reymonta 27, 30-059 Kraków ³Zakład Mineralogii, Petrografii Geochemii; Akademia Górniczo-Hutnicza; al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

pomiarów stereologicznych. Cechują się one tym, że ilościowe informacje dotyczące struktur trójwymiarowych uzyskuje się na podstawie pomiarów wykonywanych na przekrojach o mniejszej liczbie wymiarów - jedno lub dwuwymiarowych (Ratajczak i in. 1998).

Celem opisywanych badań było wykazanie możliwości zastąpienia tradycyjnych metod ilościowej analizy porowatości skał poprzez wykorzystanie pomiarów automatycznych.

Należy zaznaczyć, że mimo, iż artykuł operuje pojęciami z dziedziny analizy obrazu to ze względu na ograniczoną ilość miejsca nie zostały one w tej pracy szczegółowo zdefiniowane. Definicje takie znaleźć można w opracowaniach Tadeusiewicza i Korohody (1997), Wojnara i Majorka (1994) oraz Serry (1982).

MATERIAŁ BADAWCZY

Realizacja celów badawczych wymagała przeprowadzenia analiz na zróżnicowanych litologicznie odmianach skał. Były to:

a) skały okruchowe. Analizom poddano trzy odmiany skał okruchowych. Pochodziły one z wierceń zlokalizowanych z Dobrzycy, Klęce i Solcu. Reprezentowały następujące odmiany litologiczne:

- arenit kwarcowy o spoiwie kwarcowym, regeneracyjnym nawiercony w karbonie dolnym (wizen) w rejonie Dobrzycy,
- arenity kwarcowe o spoiwie żelazistym zalegające w permie dolnym (czerwony spagowiec) z okolic Klęki i Solca.

b) skały węglanowe. Do badań wytypowano cztery ich odmiany. Nawiercone one zostały w otworach wiertniczych zlokalizowanych w Baczynie, Buszewie, Kościanie i Santoku. Wszystkie stratygraficznie reprezentowały perm dolny (cechsztyn):

- dolomit oolitowy typu grainstone, diagenetyczny (Baczyn),
- dolomit sparytowy, epigenetyczny pochodzący z dolomitu głównego (Buszewo),
- dolomit drobnosparytowy typu mudstone, diagenetyczny (Kościan),
- wapień oolitowy typu grainstone, dolomityczny (Santok).

Dobór odmian skał stanowiących przedmiot badań wynikał z następujących przesłanek:

- reprezentowały one odmiany utworów, których ważność w polskiej geologii naftowej jest związana z wyraźnymi własnościami zbiornikowymi,
- przedstawiają odmiany osadów zróżnicowanych petrograficznie i genetycznie,
- charakteryzują się wyraźną zmiennością niektórych własności fizycznych, m.in. porowatości.

Specyfika celów badawczych spowodowała, że w obserwacjach mikroskopowych w świetle spolaryzowanym ważną rolę spełniała preparatyka. W tym celu próbki skał okruchowych i węglanowych impregnowano w próżni klejem z dodatkiem barwnika. Dzięki temu zabiegowi otwarte przestrzenie porowe obecne w skałach zostały zabarwione na kolor niebieski. Było to szczególnie ważne w trakcie obserwacji płytek cienkich w mikroskopie optycznym w świetle przechodzącym przy jednym nikolu. Uzyskano dzięki temu efekt wyraźnego zaznaczenia przestrzeni porowej, jej kształtu i wielkości. Sytuacja ta znacznie ułatwiła wykonanie obserwacji i pomiarów. Przykładowe obrazy skał okruchowych przedstawiono na fig. 1, natomiast skał węglanowych na fig. 2.



Fig. 1. Przykładowe obrazy mikroskopowe badanych arenitów kwarcowych: a – otw. Dobrzyca-2, b – otw. Klęka-11, c – otw. Solec-8. Światło przechodzące, 1 nikol. Pow 100x.



Fig 2. Przykładowe obrazy mikroskopowe badanych skał węglanowych: a – otw. Baczyna-2, b – otw. Buszewo-5, c – otw. Kościan-19, d – otw. Santok-1. Światło przechodzące, 1 nikol. Pow 100x.

METODY POMIARÓW POROWATOŚCI

Metody fizyczne

Ponieważ celem badań było wykazanie możliwości zastąpienia tradycyjnych metod oznaczenia porowatości skał poprzez zastosowanie automatycznej analizy obrazu, realizacja tego wymagała laboratoryjnego oznaczenia porowatości skał. Dokonano tego na porozymetrze HGP-100. W tym celu z próbek skał

okruchowych i węglanowych wykonano kształtki w formie walca o średnicy 254 mm i wysokości 300 mm. Dla każdej badanej próbki, po jej dokładnej ekstrakcji w rozpuszczalniku organicznym, wykonano pomiar gęstości objętościowej przy użyciu helu. Oznaczono także gęstość szkieletową stosując rtęć. Z różnicy gęstości objętościowej i szkieletowej wyliczano porowatość skał. Uzyskane wyniki pomiarów zestawiono w tabeli 5.

Standardowe metody stereologiczne

Płytki cienkie skał okruchowych poddano też standardowym, ilościowym pomiarom mikroskopowym:

a. przy pomocy okularu (analiza mikrometryczna),

b. na stoisku pomiarowym do półautomatycznej analizy stereologicznej. Ad a.

W pierwszym przypadku użyto okularu z podziałką mikrometryczną. Umożliwiał on pomiar wybranego składnika skały (w naszym przypadku porów wypełnionych klejem). Notowano wyniki pomiarów dotyczące długości cięciw. Z nich obliczono odział objętościowy porów. Uzyskane wyniki pomiarów zestawiono w tabeli 5.



Fig. 3. Stanowisko do analizy półautomatycznej

Ad b.

W pracowni Mikromerytyki Instytutu Mechaniki Górotworu PAN do pomiarów stereologicznych wykorzystywane jest od wielu lat tzw. stanowisko do analizy półautomatycznej (fig. 3). Składa się ono z mikroskopu AXIOPLAN firmy ZEISS, który połączony jest poprzez kamerę JVC z monitorem komputerowym. Stanowisko to pozwala na wygodną i nieskomplikowaną analizę preparatów mikroskopowych. Badany preparat umieszczony jest na sterowanym komputerowo stoliku XYZ. Pomiary dokonywane są poprzez przesuwanie stolika w odpowiednie

położenia, po czym następuje wprowadzanie do pamięci komputera informacji zawierającej trzy wartości (cechy punktu). Są nimi: współrzędne XY punktu oraz liczba (cecha) z zakresu 1-9. Jej interpretacja jest zmienna i zależy od analizowanego preparatu. Sposób przeprowadzania pomiarów jest uwarunkowany zastosowaną metodą:

- dla metody punktowej stolik przesuwany jest o zadany skok (będący długością krawędzi siatki pomiarowej). Następnie wprowadzane są cechy punktu: położenie XY stolika, oraz wartość opisująca minerał aktualnie znajdujący się pod krzyżem nitkowym.
- w przypadku analizy liniowej stolik przesuwany jest wzdłuż linii równoległych, oddalonych od siebie o ustaloną stałą odległość. Podczas przesuwu stolika wzdłuż każdej z tych linii do pamięci komputera wprowadzane są cechy punktu tylko w takim przypadku, gdy pod krzyżem nitkowym następuje zmiana z jednego analizowanego składnika w drugi.

Stosowane w badaniach analizy mikrometryczna i półautomatyczna zaliczane były do stereologicznej analizy liniowej. Istota tej metody polegała na zliczaniu ilości cięciw przypadających na pory oraz pomiarach ich długości odcinanych na stykach mierzonej cechy skały (porów) z liniami pomiarowymi tworzącymi sieć linii równoległych. W oparciu o analizę błędów metody liniowej (Ryś 1995), ustalono, że liczba mierzonych cięciw powinna wynosić ok. 1500.

Wyniki uzyskane w rezultacie zastosowania opisanych powyżej metod "obrabiano" przy użyciu specjalnie do tego celu opracowanych programów. Otrzymano informację o udziale objętościowym porów. Uzyskane wyniki zestawiono w tabeli 5. Możliwe było też otrzymanie innych parametrów geometrycznych oraz statystycznych takich jak powierzchnia właściwa, średnie wielkości cięciw oraz ich rozkłady.

Metody automatycznej analizy obrazu

W wyniku wstępnych badań postanowiono, że binaryzacja barwnych obrazów skał okruchowych i węglanowych odbywać się będzie na obrazie składowej I modelu YIQ (Pitas 2000). Prowadziło to do znacznego uproszczenia analizy i minimalizacji obliczeń. Cechy wybranego kanału powodowały, że analiza dotyczyła tylko jednego obrazu, a nie trzech jak miałoby to miejsce w przypadku korzystania z tradycyjnego systemu kolorów RGB. W toku badań okazało się, że w przypadku analizowanych obrazów można wykorzystać automatyczną metodę binaryzacji - metodę maksymalnej entropii (Coster i Chermant, 1989). Szczegółowy opis segmentacji porów w wytypowanych skałach okruchowych można znaleźć w pracy Młynarczuka (2005). Figura 4 przedstawia wyniki automatycznej binaryzacji struktur skał okruchowych przedstawionych na fig. l. Obrazy wynikowe otrzymano po uprzedniej filtracji otwarciem i zamknięciem przez rekonstrukcję.



Fig. 4. Wynikowy obraz binarny dla skał okruchowych z Fig. 1a, 1b i 1c (a, b, c)



Fig. 5. Wynikowy obraz binarny dla skał węglanowych z rys 2a, 2b, 2c i 2d (a, b, c, d)

WYNIKI AUTOMATYCZNYCH POMIARÓW POROWATOŚCI.

Na każdej z analizowanych płytek cienkich skał okruchowych i węglanowych zarejestrowano po 25 obrazów losowo wybranych pól. Pola te miały rozmiary 1405 x 1054 µm. Zarejestrowane w pamięci komputera obrazy posiadały rozdzielczość 768x576 pikseli.

Dla każdego z zarejestrowanych obrazów przeprowadzono serię przekształceń. Obejmowały one:

- transformację z przestrzeni koloru RGB do przestrzeni YIQ,
- automatyczną binaryzacji kanału I metodą maksymalnej entropii,
- filtrację filtrem medianowym o rozmiarze 3x3,
- filtrację otwarciem przez rekonstrukcję (element strukturalny koło o rozmiarze 1).

Na tak wyznaczonych obrazach binarnych wyliczono procentowy udział pustek – wolnych przestrzeni. Były one rozumiane jako procentowy udział niebieskiego barwnika na powierzchni analizowanego zdjęcia. Rezultaty tych wyliczeń zestawiono w tabelach 1 i 2.

Tabela 1. Średni udział procentowy przestrzeni porowej w badanych skałach okruchowych.

Pochodzenie skały okruchowej	Średni udział procentowy	Odchylenie standardowe
Arenit z Dobrzycy	19,7	3,55
Arenit z Klęki	19,4	2,96
Arenit z Solca	24,2	5,23

Tabela 2. Średni udział procentowy przestrzeni porowej w badanych skałach weglanowych.

Typ i pochodzenie skały	Średni udział	Odchylenie
węglanowej	procentowy	standardowe
Baczyna (dolomit oolitowy)	10,6	11,49
Buszewo (dolomit sparytowy)	9,2	8,60
Kościan (dolomit	18,2	10,45
drobnosparytowy)		
Santok (wapień oolitowy)	2,5	2,28

Zwraca uwagę bardzo duża wartość odchylenia standardowego porowatości skał węglanowych (tab. 2). W celu wyjaśnienia tego faktu uzyskane wyniki przedstawiono je w postaci wykresów (rys. 6). Na ich podstawie ustalono, że zmiana porowatości pomiędzy poszczególnymi polami jest stosunkowo duża. Była to cecha wspólna zauważalna we wszystkich analizowanych odmianach skał węglanowych.



Fig 6. Udział procentowy wolnej przestrzeni w przypadku poszczególnych obrazów analizowanych skał węglanowych.

We wszystkich obrazach binarnych skał okruchowych i węglanowych wykonano w sposób automatyczny pomiary długości cięciw przypadających na przestrzeń porową. Procedura pomiarowa polegała na przecięciu analizowanych obiektów (porów) zbiorem wzajemnie równoległych prostych. Zastosowano więc wariant stosowany w analizie liniowej. Proste pomiarowe ułożono w dwóch kierunkach, pod kątami: 0° i 90°. W tabelach 3 i 4 przedstawiono średnie długości cięciw uzyskane w przypadku poszczególnych kierunków pomiarowych.

	Średnia długość cięciw w	Średnia długość cięciw w	
Rodzaj skały okruchowej	kierunku $\alpha = 0^{\circ}$	kierunku α = 90°	
	[µm]	[µm]	
Arenit z Dobrzycy	32,77	33,78	
Arenit z Klęki	29,62	30,95	
Arenit z Solca	30,14	30,88	

Tabela 3. Średnie wartości długości cięciw porów badanych skał okruchowych.

Typ i pochodzenie skały węglanowej	Średnia długość cięciw w kierunku $\alpha = 0^{\circ}$	Średnia długość cięciw w kierunku α = 90°	
	[µm]	[µm]	
Baczyna (dolomit oolitowy)	58,58	54,93	
Buszewo (dolomit sparytowy)	37,52	38,16	
Kościan (dolomit drobnosparytowy)	29,69	31,55	
Santok (wapień oolitowy)	24,45	24,35	

Tabela 4. Średnie wartości długości cięciw porów badanych skał węglanowych.

Uzyskane wyniki były obarczone pewnym błędem. Wynikał on z faktu, że na zdjęciach preparatów mikroskopowych pojawiały się tzw. obiekty brzegowe. Pory, jako stosunkowo duże elementy struktury skał, często wychodziły poza obszar analizowanych obrazów. Wówczas cięciwa stykająca się z brzegiem obrazu, nie możgła być brana pod uwagę. Postępowanie takie mogło prowadzić do pominięcia w obliczeniach informacji wynikających z istnienia stosunkowo dużych obiektów (porów), nie mieszczących się w całości na obrazie. Przykładowo, w celu uniknięcia tej sytuacji w analizowanych skałach okruchowych nie wzięto pod uwagę 11.9% powierzchni porów arenitu z Dobrzycy, 8.5% z Klęki, oraz 5.1% z Solca.



Fig. 7. Przykładowy rozkład długości cięciw w porach. Arenit z Dobrzycy.

Istnieje możliwość przedstawienia otrzymanych wyników dotyczących długości cięciw w sposób bardziej szczegółowy. Np. dla skał okruchowych zaprezentowano przykładowy histogram rozkładu długości cięciw przestrzeni porowej dla arenitu z Dobrzycy (fig.7). Znacznie ciekawszym sposobem prezentacji wyników zdaje się być róża kierunków. Wyznaczono ją dla skał węglanowych (fig. 8).



Fig 8. Wykresy ukierunkowania cięciw dla preparatów skał węglanowych z Baczyna (a), Buszewa (b), Kościana (c) i Santoka (d).

DYSKUSJA WYNIKÓW I WNIOSKI

W celu porównania wyników porowatości uzyskiwanych różnymi metodami, dla skał okruchowych przepowadzono pomiary przy wykorzystaniu tradycyjnych metod stereologicznych, metod fizycznych oraz analizy obrazu. Zestawione w tabeli 5 wyniki są do siebie zbliżone. Świadczy to o dużych praktycznych możliwościach wykorzystania analizy automatycznej dla oznaczenia porowatości skał.

Oznaczenie	Pomiar	Analiza	Analiza	Analiza
preparatu	mikrometryczny	półautomatyczna	automatyczna	porozymetryczna
Arenit z	0,187	0,181	0,197	0,174
Dobrzycy				
Arenit z	0,217	0,235	0,242	0,287
Solca				
Arenit z	0,243	0,187	0,194	0,199
Klęki				

Tabela 5. Wyniki porowatości skał okruchowych otrzymane dla różnych metod pomiarowych

Wyniki analizy stereologicznej wskazują na duży wpływ czynnika subiektywnego przy pomiarach półautomatycznych i mikrometrycznych przestrzeni porowej. Czynnikiem tym może być zmęczenie i znużenia obserwatora, osłabienie uwagi, itp. Wpływ na ostateczny wynik pomiaru ma również powiększenie mikroskopu, jakość siatki, grubość linii pomiarowych (krzyż nitkowy). Nie są to bowiem linie geometryczne, lecz posiadające wymiary poprzeczne. Jeżeli są one zbyt grube to może mieć miejsce dużo sytuacji wątpliwych przy styku linii pomiarowych z granicami analizowanego materiału (Pluta 1982).

Przedstawione w tabeli 5 wyniki analizy automatycznej są zbliżone do wyników otrzymanych w rezultacie pomiarów porozymetrycznych oraz półautomatycznych.

Podstawową korzyścią wynikającą z zastosowania analizy automatycznej jest znaczne skrócenie czasu pomiarów. W przypadku analizy nieautomatycznej czas niezbędny do wykonania analizy pojedynczego szlifu wahał się w granicach 8 do 20 godzin, w zależności od przyjętej metody pomiarowej oraz od stopnia skomplikowania struktury. W pełni automatyczna analiza prezentowanych szlifów zajmowała ok. 1 minuty. Do tego należy dodać czas niezbędny na zarejestrowanie w pamięci komputera analizowanych pól (w prezentowanych badaniach rejestrowano po 25 pól na każdym szlifie; trwało to ok. 20 minut). Należy jednak zauważyć, że w przypadku analizy automatycznej niezbędne jest utworzenie odpowiednich algorytmów, co częstokroć wymaga dłuższego czasu i stosownej wiedzy. Dlatego też wykorzystanie automatycznej analizy obrazu ma sens jedynie wtedy, gdy planowane są pomiary większej ilości preparatów, lub gdy niezbędne jest uzyskanie takich parametrów opisu struktury, które nie są dostępne w standardowych pomiarach stereologicznych. Zastosowanie automatycznych metod analizy obrazu pozwala bowiem na wyznaczenie stosunkowo dużej ilości parametrów geometrycznych. Jest to zdecydowany postęp w porównaniu ze standardowymi pomiarami ilościowymi (analizą punktową, rzadziej liniową), w których otrzymuje się jedynie niewielką ilość parametrów opisujących badaną strukture.

Podziękowania. Autorzy wyrażają podziękowanie Panom Tadeuszowi Ratajczakowi, Aleksandrowi Protasowi oraz Markowi Muszyńskiemu za pomoc w wykonanych badaniach.

LITERATURA

- COSTER M. CHERMANT J.L., 1989: Precis d'Analyse d'Images, Press du CNRS.
- LEŚNIAK G., SUCH P., 1999: Analiza przestrzeni porowej skał zbiornikowych czerwonego spągowca z południowej części niecki poznańskiej przy zastosowaniu komputerowej analizy obrazu i modeli perkolalacyjnych. Przegląd Geologiczny vol. 47 nr 5.
- PITAS I., 2000: Digital Image Processing Algorithms and Applications. New York, John Wiley&Sons, Inc.
- PLUTA M. 1982: Mikroskopia optyczna, PWN Warszawa.
- RATAJCZAK T., MAGIERA J., SKOWROŃSKI A., TUMIDAJSKI T., 1998: Ilościowa analiza mikroskopowa skał. Skrypt Uczelniany AGH nr 1534, Wyd. AGH, Kraków

RYŚ J. 1995: Stereologia materiałów. Fotobit Design, Kraków

- SERRA J., 1982: Image Analysis and Mathematical Morphology, Academic Press.
- TADEUSIEWICZ R, KOROHODA P, 1997: Komputerowa analiza i przetwarzanie obrazów, Wydawnictwo Fundacji Postępu Telekomunikacji, Kraków
- WOJNAR L., MAJOREK M., 1994: Komputerowa analiza obrazu. Fotobit Design. Kraków.

POLSKIE TOWARZYSTWO MINERALOGICZNE – PRACE SPECJALNE MINERALOGICAL SOCIETY OF POLAND – SPECIAL PAPERS Zeszyt 27, 2005; Volume 27, 2005

Katarzyna GÓRNIAK⁴, Mariusz MŁYNARCZUK⁵, Teresa RATAJCZAK², Tadeusz SZYDŁAK¹

ILOŚCIOWY OPIS MIKROSTRUKTUR SKAŁ DROBNOOKRUCHOWYCH JAKO PODSTAWA ICH KLASYFIKACJI

Abstrakt: Zróżnicowane mikrostruktur skał drobnookruchowych powodują różne warunki sedymentacji oraz procesy postsedymentacyjne przebiegające w osadzie zarówno przed, w trakcie jak i po jego pogrzebaniu. Nie bez znaczenia ponadto jest skład mineralny, w tym również skład minerałów ilastych. Z tego powodu do badań modelowych wybrano różnowiekowe utwory powstałe w różnych środowiskach, o zróżnicowanym udziale składników ilastych i nieilastych.

Ilościowy opis cech mikrostrukturalnych siedmiu próbek wybranych do badań wykonano w przy użyciu analizy obrazu wykorzystując program komputerowy *Aphelion*. Badania przeprowadzono na trzech rodzajach obrazów uzyskanych z powierzchni trzech rodzajów preparatów: płytki cienkie do badań przy użyciu mikroskopu optycznego, świeże przełamy do standardowych badań SEM oraz zgłady do badań SEM/BS. Określono orientację mikrostruktury obliczając Wskaźnik Orientacji (WO) oraz porowatość optyczną całkowitą obliczając Wskaźnik Upakowania (WU). Zaproponowano schemat klasyfikacji uporządkowania mikrostruktury skał drobnoookruchowych w oparciu o wartość WO oraz schemat klasyfikacji upakowania w oparciu o wartość WU.

Z przeprowadzonych badań wynika, że ilościowy opis cech mikrostrukturalnych stwarza możliwość odczytania dominującego procesu geologicznego odpowiedzialnego za obraz mikrostruktury badanej skały i może stanowić nowe narzędzie bardzo przydatne do analizy basenów sedymentacyjnych.

Słowa kluczowe: skały drobnookruchowe, analiza obrazu, SEM, minerały ilaste, orientacja, porowatość, ilościowa klasyfikacja mikrostruktur.

Image analysis applied to estimate some microstructural parameters of mudrocks and quantitative scheme to classify their microfabroc

Abstract: Microfabrics of mudrocks can strongly differ and this diversity results from the differences in sedimentary environments of these rocks and the processes that took place in sediments before, during and after their burial. Microfabric of seven mudrocks was studied using image analysis. Their ages (Lower Carboniferous to Tertiary) and sedimentary environments (continental: fluvial, lacustrine; marine: shelf and slope facies, sediments redeposited from shelf) differ. Other petrographic features: composition of clay minerals,

⁴Zakład Mineralogii, Petrografii i Geochemii; Akademia Górniczo-Hutnicza; al. Mickiewicza 30, 30-059 Krakow

⁵Instytut Mechaniki Górotworu; Polska Akademia Nauk, ul. Reymonta 27, 30-059 Kraków

the contents of carbonates and grains coarser than the clay fraction as well as the range of diagenetic processes may be the same or different for the rocks studied. Petrographic Image Analysis (AOP) was carried out on three type of specimens: thin sections for optical microscopy, standard SEM mounts, and polished mounts for SEM/BS investigations. Mathematical morphology of the mudrock images fixed in microphotographs was processed with the *Aphelion* program. The major parameters measured included the degree of preferred orientation of particles and optical porosity, from which the Orientation Index (WO) and Void Ratio (WU) were quantified. These data formed the basis of a classification scheme of mudrock microfabric. Quantitative description of microstructural features has been found useful in identifying a geological process that dominated in shaping the microstructure studied. Such a description can be a new tool in sedimentary basin analysis.

Keywords: mudrocks, image analysis, SEM, clay minerals, particle orientation, porosity, quantitative scheme to classify microfabrics.

WSTĘP

Skały drobnookruchowe stanowiące przedmiot badań czyli iłowce, mułowce, łupki ilaste i margle są utworami które wyróżnia znaczący udział w ich składzie minerałów ilastych. Minerały ilaste, charakteryzujące się specyficznymi właściwościami takimi jak na przykład zdolność do pecznienia czy jonowymienność, a także drobnym, zwykle poniżej 2 µm uziarnieniem i blaszkowym czy płytkowym z reguły pokrojem powodują, że zbudowane z nich utwory stają się przedmiotem coraz szerszego zainteresowania. Skały drobnookruchowe, w związku z brakiem możliwości badawczych, do niedawna jeszcze uważane za utwory nieme, ujawniają coraz więcej cech, z których można odczytać historię ich powstawania użyteczną na przykład dla analizy basenów sedymentacyjnych czy, jeśli stanowią grunty ilaste, przewidzieć ich reakcję na takie konstrukcje jak tunele, drogi, budowle. Jedna z najważniejszych cech tych skał jest ich architektura. Opis tej architektury czyli ocenę kształtu i rodzaju składników oraz wzajemnych relacji między nimi, umożliwia mikroskopia, szczególnie elektronowa. Badania architektury, a więc cech mikrostrukturalnych skał drobnookruchowych przy użyciu mikroskopu optycznego i SEM są obecnie wykonywane standardowo, zarówno w zakresie badań podstawowych jak i użytkowych. Uzyskane w ich wyniku obrazy są z reguły opisywane tylko jakościowo, ponieważ głównym ich celem jest obrazowanie mikrostruktur. Jakościowy opis utrudnia jednak wszelkie porównania. Opis ilościowy jest bardziej obiektywny, ale w przypadku skał o teksturach pelitowych i aleurytowych, stosunkowo rzadko wykonywany. Przyczyną są trudności metodyczne i pracochłonność. Pomimo to, podejmowane są takie próby dla potrzeb geologii inżynierskiej w przypadku gruntów ilastych (m.in. Bhatia, Soliman 1991, Chiou et al. 1991a, Tovey, Hounslow 1995, Trzciński 1993, Kaczyński, Trzciński 1997, Grabowska-Olszewska 1998, Veniale 2000), a także ochrony środowiska (m.in. Haus, Czurda 1994). Badania takie wymusza zaobserwowana zależność właściwości fizycznych gruntów i ich cech mikrostrukturalnych (m.in. Bryant et al. 1991, Meunier 2005). Innym kierunkiem badań, coraz silniej rozwijającym się, jest wykorzystanie wyników ilościowej oceny mikrostruktur skał drobnookruchowych do interpretacji procesów geologicznych

prowadzących do ich powstania (m.in. Ross, Ehrlich 1991, Bryant et al. 1991, Francus 1999). Szczególnie w przypadku serii ropo-gazonośnych takie badania stają się użytkowe (Chiou et al. 1991b).

Metodyka stosowana w celu ilościowego opisu cech mikrostrukturalnych gruntów ilastych widocznych w obrazach elektronomikroskopowych jest bardzo trudna. Szczególnie dotyczy to przygotowania próbek do badań, a wyniki, w związku z celem badań, wymagają weryfikacji metodami nieoptycznymi (Grabowska–Olszewska 1998). W przypadku standardowych badań SEM cechy mikrostrukturalne skał obserwuje się najczęściej na powierzchni świeżego przełamu zwykle wykonanego poprzecznie do jej uławicenia. Jest to prosta preparatyka, a SEM obrazy powierzchni takich preparatów są powszechnie zamieszczane w literaturze naukowej. W tej pracy podjęto próbę obiektywizacji opisu takich właśnie obrazów uzyskiwanych dla skał drobnookruchowych poprzez ocenę ilościową ich cech mikrostrukturalnych. Wykorzystano w tym celu analizę obrazu. Rezultatem jest propozycja mikrostrukturalnej klasyfikacji skał drobnookruchowych, która może być użyteczna w przypadku konieczności przeprowadzenia badań porównawczych. Weryfikacja wyników tych badań metodami tradycyjnymi stanowi następny problem badawczy.

MATERIAŁ

Zróżnicowane mikrostruktur skał drobnookruchowych powodują różne warunki sedymentacji oraz procesy postsedymentacyjne przebiegające w osadzie zarówno przed, w trakcie jak i po jego pogrzebaniu. Nie bez znaczenia ponadto jest skład mineralny, w tym również skład minerałów ilastych (Huggett 1989, O'Brien, Slatt 1990, Bennett et al. 1991). Z tego powodu do badań modelowych wybrano różnowiekowe utwory powstałe w różnych środowiskach, o zróżnicowanym udziale składników ilastych i nieilastych.

Wybrano do badań 5 skał pochodzących ze środowiska morskiego (osady szelfowe i redeponowane z szelfu w głębsze partie zbiornika) oraz 2 skały powstałe w środowisku lądowym (rzecznym i jeziornym). Zawierają one w zmiennym udziale frakcję grubszą od ilastej, różnią się zespołem minerałów ilastych, a ponadto zawartością uwęglonej substancji organicznej, minerałów grupy krzemionki i węglanów. Najstarsze z nich są dolnokarbońskie, a najmłodsze trzeciorzędowe (Tab. 1).

Wybór próbek wynikał z konieczności uzyskania materiału badawczego o wyraźnie zróżnicowanych cechach mikrostrukturalnych spowodowanych różnymi przyczynami. Było to uzasadnione próbą stworzenia możliwie szerokiej skali w zaproponowanej klasyfikacji. Zróżnicowane elementów stanowiących mikrostruktury skał wybranych do badań jest jednak trudne do wyrażenia jakościowo, a ilościowo bardzo żmudne do manualnego wykonania (Górniak, Gaweł 1994). Sprzyjało to więc podjęciu próby automatyzacji pomiarów przy użyciu komputerowego programu do analizy obrazów.

Próbka	Z-1/18 czarny łupek	Z-1/33 łupek pylasty	58PP/23 iłowiec pylasty	WL/II/4 margiel węglowiecki	ML/4/105g margiel łącki	LI/I/34 margiel podcergowski	J/VIII/2 iłowiec bolesławiecki
Lokalizacja	strefa tektonicz- na Koszalin- Chojnice otw. Żeleźno-1	strefa tektonicz- na Koszalin- Chojnice otw. Żeleźno-1	Niż Polski, otw. 58PP Bugaj	Karpaty fliszowe	Karpaty fliszowe	Karpaty fliszowe	Niecka północnosudecka
Wiek	karbon dolny	karbon dolny	trzeciorzęd	kreda górna	trzeciorzęd	trzeciorzęd	kreda górna
Jednostka stratygraficzna	formacja Chmielna	formacja Sąpólna	seria poznańskie	margle węglowieckie	margle łąckie	margle z Jawornika	kompleks biały
Głębokość	3750 m	3525 m	7 m	odsło	onięcia powierzchi	niowe	40 m
Środowisko sedymentacji	szelfowe (lagunowe)	szelfowe (skłonowi)	jeziorne	redeponowane z szelfu w głębsze partie zbiornika		partie zbiornika	rzeczne (pozakorytowe)
Barwa	czarna	czarna	pstra	czerwona	szara	brunatna	biała
Zwięzłość	zwięzły	zwięzły	słabo zwięzły	słabo zwięzły	zwięzły	silnie zwięzły	słabo zwięzły
Oddzielność	liściasta	kawałkowa	brak	grubo kawałkowa	płytowa	płytowa	brak
Skład mineralny minerały ilaste minerały nieilaste udział frakcji >2 μm substancja organiczna	S/I, M, Ch Q, Sk, W ślady 4,5%	S/I, M, Ch, Ko Q, Sk, W duży 1,5%	S, Ko, M Q, Sk bardzo duży brak	S, M, Ko W, Q ślady ślady	S, M, Ko, Ch W, Q ślady ślady	S, M, Ko Q, W ślady <1%	Ko, M Q bardzo mały brak

Tabela 1. Opis skał wybranych do badań

Objaśnienia: Ch-chloryt, I-illit, Ko-kaolinit, M-mika, Q-kwarc, S-smektyt, Sk-skalenie, S/I-minerał mieszanopakietowy smektyt/illit, W-węglany

Próbka	Z-1/18 czarny łupek	Z-1/33 łupek pylasty	58PP/23 iłowiec pylasty	WL/II/4 margiel węglowiecki	ML/4/105g margiel łącki	LI/I/34 margiel podcergowski	J/VIII/2 iłowiec bolesławiecki
Mikrostruktura – klasyfkac	ja wg.:						
O'Brien, Slatt (1990)	organiczno- iłowa	pyłowo-iłowa	pyłowo-iłowa	iłowa z bioturbacjami	iłowa	iłowa	iłowa
Keller (1978)				iłowa- detrytyczna typu matrix			iłowa- detrytyczna typu matrix
Sokolov, Osipov (1980)	laminarna	szkieletowa	szkieletowa	matrix	laminarno- turbulentna	typu "plaster miodu"	matrix
Bennett et al. (1991)							wirowa
Dominujący minerał ilasty	substancja illitowa	substancja illitowa	smektyt	minerał smektytowy	minerał smektytowy	minerał smektytowy	kaolinit
Wskaźnik orientacji (WO)	9,0	2,2	1,8	1,7	4,8	1,9	1,3
Porowatość % obj.	23	25	25	33	32	15	22
Wskaźnik upakowania (WU)	0,30	0,34	0,34	0,49	0,46	0,18	0,28
Średnia długość cięciwy mikroporów:							
w kierunku X	0,26	0,36	0,40	0,30	0,33	0,15	0,25
w kierunku Y	0,23	0,28	0,34	0,29	0,28	0,15	0,24
Wskaźnik kształtu mikroporów (WKP)	1,10	1,28	1,18	1,04	1,17	1,00	1,02

Tabela 2. Jakościowy i ilościowy opis cech mikrostrukturalnych badanych skał

Do ilościowych badań wybrano skały reprezentujące trzy typy mikrostruktur opisowo określane w oparciu o klasyfikację O'Briena i Slatta (1990) biorącą pod uwagę udział minerałów ilastych, uwęglonej substancji organicznej i ziarn pyłu jako: organiczno-iłowa, iłowa i iłowo-pyłowa. W klasyfikacji Sokołova i Osipova (1980) uwzględniającej sposób ułożenia minerałów ilastych oraz udział frakcji grubszych od ilastej badane skały reprezentują cztery typy mikrostruktur: laminarną, laminarno-turbuletną, typu "plaster miodu" oraz matrix. Wykorzystując klasyfikację Kellera (1978) opartą na sposobie ułożenia płytek kaolinitu wśród badanych skał można wyróżnić mikrostrukturę iłową dertytyczną typu matix (Tab.2, Fig. 1-7). Niektóre z wymienionych typów mikrostruktur reprezentowane są w odmianach różniących się zwięzłością.



Fig. 1. Mikrostruktura organiczno-iłowa (laminarna) w czarnym łupku (Z-1/18). SEM. Wskaźnik orientacji mikrostruktury (WO = R_{max} / R_{min}) odczytany z róży kierunków wynosi 9.0.



Fig. 2. Mikrostruktura pyłowo-iłowa w łupku pylastym (Z-1/33). Duże domeny równolegle zorientowanych blaszek minerałów ilastych (strzałka) wygięte w wyniku kompakcji na ziarnach pyłu. SEM. WO = 2.2



Fig. 3. Mikrostruktura iłowo-pyłowa (szkieletowa) w iłowcu pylastym (58PP/23). Łańcuchy blaszek minerałów ilastych (strzałka). SEM. WO = 1,8.



Fig. 4. Mikrostruktura iłowa (matrix) silnie zbioturbowana z reliktami flokuł (strzałka) w marglu węglowieckim (WL/II/4). SEM. WO = 1,7.



Fig. 5. Mikrostruktura iłowa (laminarno-turbulentna) w marglu łąckim (ML/4/105g). Przestrzeń porowa między domenowa (długa strzałka) i wewnątrz domenowa (krótka strzałka). SEM. WO = 4,8.



Fot. 6. Mikrostruktura iłowa (typu plaster miodu) w marglu podcergowskim (LI/I/34). Blaszki minerału smektytowego uwięzione w cemencie węglanowym (strzałki). SEM. WO = 1,9.

Próbki pochodzą z dolnego karbonu strefy tektonicznej Koszalin-Chojnice (Pomorze Zachodnie), z górnej kredy niecki północnosudeckiej, z trzeciorzędu Niżu Polskiego oraz z kredy i trzeciorzędu Karpat Fliszowych (Tab. 1).

Dolny karbon (dinant) strefy tektonicznej Koszalin-Chojnice reprezentują dwie próbki pochodzące z otworu wiertniczego Żeleźno-1 (Górniak et al. 2004). Są to próbki: Z-1/33 oraz Z-1/18 (Tab. 1, Fig.1 i 2).

Próbka Z-1/33 pochodzi z formacji z Sąpólna (osady skłonowe i basenowe). W jej składzie oprócz minerałów ilar ych (około 80%) występują: kwarc i skalenie (około 15%) oraz węglany (około 5%). Zawiera ona 1,5% TOC. Kompakcja skały jest duża. Wykazuje ona podzielność drobnokawałkową. Jej mikrostrukturę można



Fig. 7. Mikrostruktura iłowa (iłowa detrytyczna typu matrix) w iłowcu bolesławieckim (J/VIII/2). Agregaty typu "łuski cebuli" (strzałka) tworzące formy wirowe. SEM. WO = 1,3.

określić jako pyłowo-iłową lub szkieletową. Minerały ilaste reprezentowane są głównie przez substancję illitową. Jest to dioktaedryczny, wysokoillitowy minerał mieszanopakietowy I/S o zawartości pakietów pęczniejących poniżej 10% oraz illit (Górniak et al.2004). Substancja illitowa tworzy blaszki typu "płatki kukurydziane", o nierównych, grubych, rozczłonkowanych i podwiniętych krawędziach. W agregatach minerałów ilastych dominują kontakty międzyblaszkowe typu ściana-ściana. Ziarna pyłu kwarcowego lub skaleniowego są ściśle otoczone przez takie agregaty minerałów ilastych, które ulegają na nich deformacji tworząc formy oczkowo-podobne (Fig. 2).

Próbka Z-1/18 pochodzi z nadkompleksu z Chmielna (osady lagunowe). W jej składzie występuje około 50% minerałów i astych, około 18% kwarcu i skaleni oraz ponad 20% węglanów i około 10% gipsu. Zawiera ona 4,5% TOC. Kompakcja skały jest znaczna. Wykazuje ona bardzo cienkoliściastą oddzielność łupkową. Jej mikrostrukturę można określić jako organiczno-iłową lub laminaraną. Minerały ilaste są reprezentowane przez substancję illitową. Stanowi ją dioktaedryczny, wysokoillitowy minerał mieszanopakietowy I/S o zawartości pakietów pęczniejących poniżej 10% oraz illit (Górniak et al. 2004). Substancja illitowa tworzą blaszki typu "płatki kukurydziane". Występuje ona w agregatach w których dominują kontakty międzyblaszkowe typu ściana-ściana. Agregaty ilaste występują pomiędzy smugami uwęglonej substancji organicznej (Fig. 8, 9).

Górną kredę niecki północnosudeckiej reprezentuje próbka ilowca bolesławieckiego (J/VIII/2) pochodząca z podziemnej kopalni "Janina" w Suszkach k/Zebrzydowej na Dolnym Śląsku (osady rzeczne). W jej składzie występuje około 85% minerałów ilastych oraz około 15% kwarcu i mik typu muskowitu (Stoch et al. 1979, Górniak 1997). Kompakcja skały jest słaba. Jej mikrostruktura jest iłowa lub iłowa detrytyczna typu matrix. Można ją ponadto określić jako wirową (Fig. 7). Minerały ilaste są reprezentowane głównie przez kaolinit typu Tc o bardzo dobrze



Fig. 8. Mikrostruktura organiczno-iłowa (laminarna) w czarnym łupku (Z-1/18). Mikroskop optyczny (MO), jeden Nikol. WO = 3,9.



Fig. 9. Mikrostruktura organiczno-iłowa (laminarna) w czarnym łupku (Z-1/18). SEM/BS. WO = 2,4.

uporządkowanej strukturze (wskaźnik Stocha wynosi około 0,7). Kaolinit ten tworzy równo- i nierównoboczne pseudoheksagonalne stosunkowo grube płytki. Występują one w agregatach gdzie tworzą kontakty typu ściana-ściana i ścianakrawędź. Wielkość płytek w agregatach jest zróżnicowana – od kilkudziesięciu do poniżej 1 µm. Podrzędnie, kaolinit w omawianej skale tworzy agregaty kolumnowe i robakowato-wygięte. Istotnym składnikiem mikrostruktury skały są blaszki miki, często ulegające procesowi kaolinityzacji wyrażającego się zniszczeniem ich krawędzi. Pomimo zniszczenia blaszek na ogół widoczne jest ich ułożone większymi powierzchniami w jednym kierunku.

Trzeciorzęd Polski Centralnej reprezentuje próbka iłów poznańskich (58PP/23) pochodząca z otworu wiertniczego 58/PP zlokalizowanego we wsi Bugaj k/Konina (osady jeziorne). Próbka ta należy do poziomu "iłów płomienistych". W jej

składzie występuje około 60% minerałów ilastych, około 35% kwarcu i skaleni oraz około 5% mik (Górniak et al. 2001) Kompakcja skały jest słaba. Jej mikrostrukturę można określić jako pyłowo-iłową lub szkieletową (Fig. 3). Minerały ilaste są reprezentowane głównie przez drobnokrystaliczny Fe-beidelit (Wiewióra, Wyrwicki 1974). Minerał ten występuje w formie cienkich, delikatnych blaszek o gładkich, podwiniętych krawędziach. Tworzy drobne agregaty, w których dominuje rodzaj kontaktów typu ściana-krawędź. Pomiędzy agregatami beidelitu występują ziarna kwarcu i skaleni, a miejscami mikropory wypełniają nagromadzenia bardzo drobnopłytkowych minerałów żelaza (goethyt, hematyt).

Kredę i trzeciorzęd Karpat fliszowych reprezentują trzy próbki margli (osady szelfowe redeponowane w głębsze partie basenu) pochodzące z odsłonięć powierzchniowych. Są margle węglowieckie (próbka WL/II/4) wieku kredowego (mastrycht) opróbowane w oknie tektonicznym Węglówki (jednostka podśląska). Trzeciorzędowe (eocen) są margle łąckie i margle podcergowskie (oligocen). Próbka margla łąckiego (ML/4/105g) pochodzi z odsłonięcia w potoku Kamienica we wsi Rybień (jednostka magurska). Próbka margla podcergowskiego (LI/I/34) pochodzi z odsłonięcia zlokalizowanego w okolicach Dukli (jednostka dukielska).

W składzie mineralnym wszystkich badanych margli występują w zróżnicowanych proporcjach minerały ilaste, węglany (głównie kalcyt) i minerały grupy krzemionki (kwarc i niskokrystaliczna krzemionka).

Margiel węglowiecki (próbka WL/II/4) zawiera około 75% minerałów ilastych, około 20% węglanów i około 5% minerałów grupy krzemionki (Górniak 2003) Kompakcja skały jest bardzo słaba. Jej mikrostrukturę można określić jako iłową lub matrix, a także iłową detrytyczną typu matrix z bioturbacjami (Fig. 4). Minerały ilaste są reprezentowane głównie przez minerał smektytowy (dioktaedryczny minerał mieszanopakietowy S/I o zawartości pakietów pęczniejących powyżej 85%). Minerał smektytowy tworzy cienkie blaszki o gładkich, powaginanych brzegach. Tworzą one agregaty, w których występują kontakty międzyblaszkowe zarówno typu ściana-ściana jak i ściana-krawędź. Podobną blaszkową mikromorfologię wykazują węglany, które ponadto występują w formie nanoplaktonu.

Margiel łącki (próbka ML/4/105g) zawiera około 70% minerałów ilastych oraz około 30% węglanów (Bromowicz, Gorniak 1988). Kompakcja skały jest dość silna. Mikrostrukturę skały można określić jako iłową lub laminarnoturbuletną (Fig. 5). Minerały ilaste reprezentowane są głównie przez minerał smektytowy (dioktaedryczny minerał mieszanopakietowy S/I o zawartości pakietów pęczniejących ponad 85%). Minerał smektytowy tworzy bardzo cienkie, drobne blaszki o gładkich, powyginanych brzegach. Wśród blaszek dominują kontakty typu ściana-ściana. Węglany występują w formie drobnych, izometrycznych kryształów oraz nannoplanktonu.

Margiel podcergowski (próbka LI/I/34) zawiera około 60% minerałów ilastych około 20% węglanów i około 20% minerałów grupy krzemionki (głównie mikrokrystaliczna krzemionka) (Górniak 1998). TOC stanowi poniżej 1% (Fig. 10). Lityfikacja skały jest bardzo silna. Mikrostrukturę skały

można określić jako iłową lub typu "plaster miodu" (Fig. 6). Minerały ilaste są reprezentowane głównie przez minerał smektytowy (dioktaedryczny minerał mieszanopakietowy S/I o zawartości pakietów pęczniejących powyżej 85%). Minerały ilaste, węglany i minerały grupy krzemionki w tym marglu wykazują bardzo zbliżoną, drobnoblaszkową mikromorfologię. Najliczniej występują kontakty międzyblaszkowe typu ścina-krawędź.



Fig. 10. Substancja organiczna, pył kwarcowy i ziarna węglanów w marglu podcergowskim (LI/I/34). Mikroskop optyczny (MO), Nikole X. WO = 2,2.

METODYKA BADAŃ

Przygotowanie próbek

Analizę ilościową mikrostruktur wymienionych powyżej skał przeprowadzono wykorzystując obrazy uzyskane przy użyciu scanningowej mikroskopii elektronowej (SEM, SEM/BS) oraz mikroskopii optycznej (MO). Do tych badań z tego samego fragmentu każdej próbki wykonano trzy rodzaje preparatów zorientowanych poprzecznie do uławicenia: świeży przełam naturalnej próbki do badań SEM, zgład do badań SEM/BS oraz płytki cienkie do badań MO. Przed wykonaniem zgładów i płytek cienkich próbki były utwardzane w celu zmniejszenia wpływu preparatyki na cechy mikrostrukturalne poprzez nasycanie w próżni żywicą epoksydową. Do standardowych badań SEM wykonano po dwa preparaty, dla których przeprowadzono jakościowe badania porównawcze oceniając wpływ przygotowania próbek na obserwowany obraz mikrostruktury. Ponieważ dla badanych próbek oba obrazy jakościowo nie różniły się, badania ilościowe przeprowadzono na jednym preparacie.

Mikroskopy

Badania SEM oraz SEM/BS przeprowadzono wykorzystując mikroskop HITACHI S-4700 (FESEM) wyposażony w spektrometr EDS firmy NORAN oraz detektor BSE YAG pracujący na Wydziale Biologii i Nauk o Ziemi Uniwersytetu Jagiellońskiego. Powierzchnię świeżych przełamów próbek oraz zgłady napylano węglem.

Badania MO wykonano przy użyciu mikroskopu Olympus z cyfrową rejestracją obrazu znajdujący się na Wydziale Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska Akademii Górniczo-Hutniczej.

Obrazy SEM i SEM/BS

W celu oceny możliwości zastosowania Analizy Obrazu Petrograficznego (AOP) do mikrostrukturalnej klasyfikacji skał drobnookruchowych ilościowo opracowano 25 obrazów z każdej próbki. Procedura rejestracji obrazów do badań polegała na wyborze 5 reprezentatywnych pól na badanej powierzchni każdej próbki powiększonych w przypadku badań SEM 500, 1000 lub 1500 razy. W obrębie każdego pola fotografowano przy powiększeniu 5000, 10 000 lub 15 000 razy po 5 ujęć szczegółowych umieszczonych w środku tego pola oraz w każdym z 4 rogów. Każde ujęcie szczegółowe obejmowało odpowiednio 472 μ m², 117 μ m² i 46 μ m². Doboru powiększenia obrazów SEM/BS z przyczyn aparaturowych musiały być mniejsze i wynosiły 400 i 2000 razy oraz odpowiednio 2000 i 4000 razy. Każdy obraz szczegółowy obejmował więc w tym przypadku powierzchnię 72450 μ m² i 2898 μ m². Wszystkie obrazy elektronomikroskopowe zapisywano z rozdzielczością 2560 x 1920 pikseli.

Obrazy MO

Procedura rejestracji obrazów płytek cienkich polegała na losowym wyborze 9 pól rozmieszczonych reprezentatywnie na całej powierzchni preparatu. Obraz każdego pola powiększony 100 razy, obejmujący 1,48 mm² obserwowano przy 1Nikolu oraz Nikolach X. Metodykę tę stosowano w celu zebrania możliwie dużej ilości informacji o poszczególnych składnikach skały, co ułatwiło ich jednoznaczne wyróżnienie. Obrazy zapisywano z rozdzielczością 1024 x 768 pikseli.

Analiza Obrazu Petrograficznego (AOP)

Problematyka

AOP wykonano przy użyciu programu *Aphelion*. Program ten został wybrany ponieważ przy jego użyciu można rozwiązywać problemy niekonwencjonalne. Wynika to ze szczegółowego porównania wiodących programów do analizy obrazu, które zamieszcza Lay (2005). Aktualnie bowiem stosowane są dwie grupy oprogramowania służące komputerowej analizie obrazu. Pierwsza z nich obejmuje rozbudowane systemy zawierające setki określonych procedur, a poprzez wbudowane interpretatory języków oprogramowania pozwalające tworzyć i rozbudowywać ich własne odmiany (np. *Aphelion, Lucia, anlySIS, Visilog, Image-Pro*). Druga grupę stanowią oprogramowania specjalistyczne, na przykład zorientowane na analizę preparatów biologicznych, metalurgicznych bądź geologicznych. Są one często dołączane do różnych urządzeń, na przykład mikroskopów optycznych lub elektronowych. Programy takie, mimo że są wygodniejsze z punktu widzenia użytkownika, ponieważ nie wymagają szerokiej wiedzy z zakresu przetwarzania obrazów, maja ograniczone zastosowanie w pracach naukowych. Daje się to zauważyć wówczas, gdy celem prac ma być

tworzenie nowych metod analizy lub ich zastosowanie w innych dziedzinach nauki. Dlatego do realizacji celu pracy zdecydowano się wykorzystać program z grupy rozbudowanych systemów analizy obrazu. Ostateczny wybór padł na program *Aphelion*, który oprócz bogatej biblioteki procedur, jest przyjazny dla użytkownika oraz posiada możliwość tworzenia własnych procedur przy wykorzystaniu języków *VisualBasic* lub C⁺⁺. Nie bez znaczenia przy wyborze tego oprogramowania była również bardzo rozbudowana baza procedur morfologii matematycznej.

Celem badań w tej pracy było ukazanie możliwości wykorzystania AOP wykonanej przy użyciu programu *Aphelion* do rozwiązania następujących problemów:

1. Opis ilościowy uporządkowania w ułożeniu minerałów ilastych i nieilastych składników skał oraz porównanie stopnia orientacji mikrostruktury wyrażonego minerałami ilastymi i składnikami nieilastymi

Dla minerałów ilastych AOP wykonano wykorzystując wyniki standardowych badań SEM. Dla minerałów nieilastych czyli kwarcu, skaleni i węglanów łącznie oraz substancji organicznej przedmiotem analiz były obrazy MO wykonane przy 1 Nikolu i Nikolach X oraz obrazy SEM/BS. Badania składników nieilastych wykonano porównawczo dla wybranej próbki.

2. Określenie udziału (% obj.) oraz rozkładu wielkości i kształtu ziarn składników nieilastych.

Kwarc i skalenie łącznie oraz ziarna węglanów, a ponadto uwęgloną substancję organiczną wyróżniono na obrazach MO (1 Nikol i Nikole X) oraz na obrazach SEM/BS. Badania te wykonano dla przykładowej próbki w celu ukazania możliwości metody.

3. Określenie udziału (% obj.) oraz rozkładu wielkości mikroporów.

Przestrzenie porowe wyróżniono na obrazach SEM powierzchni preparatów standardowych oraz porównawczo na obrazach SEM/BS zgładów.

Wybór problematyki badawczej

Dla skał stanowiących przedmiot badań dotychczas powstało bardzo niewiele opracowań ilościowych ponieważ dopiero upowszechnienie badań elektronomikroskopowych umożliwiło bezpośrednią obserwację elementów ich mikrostruktur i stwierdzenie wśród nich dużego zróżnicowania. Mikrostruktury skał zasobnych w minerały ilaste stosunkowo łatwo ulegają modyfikacjom pod wpływem czynników fizycznych i chemicznych zarówno w środowisku geologicznym jak i pod wpływem działalności człowieka. Określenie intensywności takich zmian może znacznie ułatwić ocena ilościowa. Pospolite występowanie skał drobnookruchowych zarówno w sekwencjach sedymentacyjnych, gdzie stają się obecnie przedmiotem intensywnych badań zarówno podstawowych jak i dla celów użytkowych oraz w przypadkach gdy stanowią grunty ilaste, uzasadnia bardziej szczegółowe poruszenie problemu ich mikrostruktur. Powiązanie cech mikrostrukturalnych z procesami które doprowadziły do ich powstania może być pomocne do odczytania zachowania się tych skał w procesach diagenezy, w tym również do oceny możliwości generowania i migracji w nich węglowodorów jak również do przewidywania ich zachowania się pod wpływem działalności człowieka i przyrody.

Badania ilościowe przeprowadzono wykorzystując obrazy SEM wykonane dla preparatów standardowych, ponieważ dla wymienionej powyżej grupy skał takie właśnie obrazy są najczęściej używane do wizualizacji mikrostruktur.

Spośród cech mikrostrukturalnych wybrano orientację składników oraz powiązaną z orientacją porowatość. Obie te cechy uważa się za najsilniej wpływające na cechy fizyczne skał drobnookruchowych takie jak np. wytrzymałość na ścinanie i przepuszczalność (m.in. Bryant et al. 1991, Luo et al. 1992, Tovey, Hounslow 1995). Ponadto ocena ilościowa tych cech sprzyja podjęciu próby odczytania dominujących procesów które są odpowiedzialne za ich rozwój (Bennett et al. 1991). Informacji takich wymaga analiza basenów sedymentacyjnych. Określenia udziału i wielkości składników nieilastych dokonano w celu ukazania możliwości uściślenia tych rozważań.

Dotychczasowe badania

Orientacja

Powstało wiele prac zawierających propozycje pomiaru stopnia orientacji mikrostruktury, ale głównie są to prace uwzględniające tylko składniki nieilaste skał, nawet jeśli badania wykonywane są dla skał ilastych (m.in. Bhatia, Soliman 1991, Tovey, Hounslow 1995, Francus 1999).

Dla minerałów ilastych, tradycyjnie, z uwagi na brak możliwości obrazowania, stopień orientacji wyznaczano rentgenograficznie, przy czym różnie go definiowano (m.in. Gipson 1966, Diamond 1971) i nie zawsze otrzymywano powtarzalne wyniki (por. Huggett 1989). Ponadto przygotowanie próbek do takich badań wymaga skomplikowanej preparatyki. Obrazy z mikroskopu optycznego wykorzystywane są tylko do oceny uporządkowania w ułożeniu płytek kaolinitu, które jednakowo zorientowane tworzą wyraźnie domeny o jednakowej orientacji optycznej (m.in. Dudoignon, Pantet 1998). Rozwój metod optycznych służących do określania orientacji minerałów ilastych spowodowała dopiero mikroskopia elektronowa umożliwiająca ich obrazowanie. Większość powstałych dotychczas prac wykorzystuje obrazy TEM (m.in. Chiou et al. 1991a, b, Ross, Ehrlich 1991) bardziej jednoznaczne do interpretacji niż obrazy SEM. Zaletą obrazów SEM wykorzystywanych w tej pracy, pomimo mniejszej jednoznaczności jest jednak przestrzenny obraz i prosta preparatyka (por. O'Brien 1970, Grabowska-Olszewska 1998).

Sposób pomiaru orientacji zwykle polega na określeniu położenia dłuższych osi elementów mikrostruktury, które dają się możliwie jednoznacznie wyróżnić. Obiektywizacja wyróżnienia elementów mikrostruktury zarówno przy udziale operatora jak i próba całkowitej automatyzacji tego etapu przygotowania obrazu do oceny ilościowej stanowi nadal żywo dyskutowany problem metodyczny (Tovey, Wang 1997). W literaturze proponowane są różne metody nie tylko wyznaczenia tych osi jak i pomiaru ich położenia, ale również opracowania wyników. Wybór pierwszych dwóch zależy od analizowanego obrazu i narzędzi stosowanych do jego opracowania. Sposób opracowania wyników skutkuje propozycjami różnie definiowanych wskaźników uporządkowania mikrostruktury (m.in. Oda 1976, Chiou et al. 1991a, Ross, Ehrlich 1991, Francus 1999, Huggett 1989). Przykładem może być próba wykorzystanie wskaźnika wysortowania zaproponowanego przez Folka i Warda dla skał okruchowych (Chiou et al.1991a) czy wektora wyrażającego intensywność preferencyjnej orientacji (Oda 1976, Francus 1999). W niektórych pracach pojawiają się klasyfikacje uporządkowania mikrostruktur skał drobnoziarnistych w oparciu o wartości tych wskaźników, ale są to tylko próby z powodu zbyt małej ilości danych i opracowane na podstawie badań rentgenograficznych lub w oparciu o badania obrazów TEM (m.in. Huggett 1989, Ross, Ehrlich 1991, Chiou et al. 1991b)

Porowatość

Porowatość, a szczególnie mikroporowatość czyli przestrzeń porowa między ziarnami o wielkości w zakresie frakcji ilastej, jest cecha mikrostrukturalną, której ilościowa ocena metodami optycznymi budzi najwięcej watpliwości. Z drugiej strony tylko metody optyczne pozwalają ocenić kształt, wielkość i rozkład mikroporów czyli rozszerzają możliwość ich charakterystyki w porównaniu z metodami tradycyjnymi oraz mogą być z powodzeniem stosowane w celach porównawczych (Bradke et al. 2005). Stąd też pomimo trudności w przygotowaniu do oceny ilościowej zarówno próbek do badań i jak obrazu uzyskanego z ich powierzchni, a także słabej powtarzalności wyników, takie próby, choć nieliczne, są podejmowane. W większości tych prac analiza mikroporowatości metodami optycznymi przeprowadzona została na obrazach TEM (m.in. Ross, Ehrlich 1981) lub na obrazach SEM/BS (m.in. Tovey, Hounslow 1995, Francus 1999) a także SEM, ale wykonanych na zgładach czyli preparatach przygotowanych tak jak do badań SEM/BS (Grabowska-Olszewska 1998). W niektórych pracach ilościową ocenę porowatości przeprowadza się metodami nieoptycznymi (porozymetria) wykorzystując obrazy SEM tylko do jej obrazowania (m.in. Diamond 1971, Heling 1970). Z doświadczeń niektórych autorów wynika, że możliwie jest uzyskanie obiema metodami wyników porównywalnych (m.in. Grabowska-Olszewska 1998).

Procedury

Orientacja składników skał

W tej pracy obliczono orientację dla blaszek, płytek i agregatów minerałów ilastych, a badania orientacji pozostałych składników skał przeprowadzono w celach porównawczych.

Przygotowanie obrazu do obliczeń ilościowych (Fig. 11) polegało na wyróżnieniu tych elementów mikrostruktury, których jeden wymiar jest większy od pozostałych. W przypadku standardowych obrazów SEM element ten stanowiły dobrze widoczne w przekroju poprzecznym do uławicenia krawędzie blaszek czy płytek głównie minerałów ilastych. Na obrazach MO i SEM/BS wybranych próbek do badań porównawczych (Z-1/18, LI/I/34) elementy struktury w których zapisana została orientacja stanowiły dłuższe osie składników nieilastych (Tab. 3). Były to: fragmenty uwęglonej substancji organicznej, ziarna węglanów oraz ziarna kwarcu i skaleni, a także mikropory. Wyróżnienie elementów mikrostruktury, które wykazywać mogą kierunkowe ułożenie, jest dość jednoznaczne i możliwe do automatyzacji poprzez jaśniejszy od pozostałej części obrazu odcień szarości. Poprzedziło ono uzyskanie obrazu binarnego mikrostruktury, który stanowił podstawę oceny ilościowej orientacji. W wyniku dopasowania ułożenia wspomnianych powyżej elementów mikrostruktury do 18 kierunków uzyskano dla każdej próbki diagram rozetowy. Przyjęto długość odcinka wyznaczającego kierunek wynoszącą 7 pikseli dla powiększenia 5000 i 10 000 razy oraz 9 pikseli dla powiększenia 15 000. Wydłużenie róży kierunków czyli relacja najdłuższego do najkrótszego jej promienia wyznacza Wskaźnik Orientacji (WO), którego wartość



$$WO = \frac{R_{\text{max}}}{R_{\text{min}}}$$

Fig. 11. Procedura wyznaczania wskaźnika orientacji (WO).

Próbka	Wska	źnik orientacji	Porowatość optyczna całkowita (POC) [% obj.]		
	SEM	SEM/BS	МО	SEM	SEM/BS
Z-1/18 czarny łupek	9,0	2,4	3,9		
LI/I/34 margiel podcergowski	1,9		2,2		
58PP/23 iłowiec pylasty				25	23

Tabela 3. Wartości wskaźnika orientacji (WO) oraz porowatości optycznej całkowitej (POC) obliczone dla obrazów uzyskanych w wyniku standartowych badań SEM, SEM/BS oraz mikroskopii optycznej (MO)

Tabela 4. Wskaźnik orientacji mikrostruktury badanych skał obliczony ze wszystkich pomiarów dla każdej próbki (WO) oraz jako średnia z 25 wskaźników orientacji (WO₂₅) obliczonych dla każdego obrazu

	Promienie róży		Wskaźnik Wskaźnik		orientacji	4
Próbka	kieru	nków	orientacji	(W0	D ₂₅)	Srednia $\pm \sigma$
	R _{max} .	R _{min.}	(WO)	Maks.	Min.	
			obrazy SEM			
Z-1/18	12.0	13	9.0	31.5	3.8	135 + 72
czarny łupek	12,0	1,5	,0	51,5	5,0	15,5 ± 7,2
Z-1/33	83	37	2.2	13.1	15	42 + 25
łupek pylasty	0,5	5,7	2,2	13,1	1,5	4,2 ± 2,5
58PP/23	75	42	18	23.4	2.0	50 + 45
iłowiec pylasty	7,5	7,2	1,0	23,4	2,0	5,0 ± 4,5
WL/II/4						
margiel	7,1	4,2	1,7	4,0	1,4	$2,7 \pm 0,8$
węglowiecki						
ML/4/105g	10.4	2.2	18	20.6	17	75 ± 16
margiel łącki	10,4	2,2	4,0	20,0	1,7	7,5 ± 4,0
LI/I/34						
margiel	7,8	4,2	1,9			
podcergowski						
J/VIII/2						
iłowiec	6,3	4,8	1,3	5,8	1,4	$2,6 \pm 1,1$
bolesławiecki						
			obrazy MO [*]			
Z1/18	05	2.2	2.0	4.0	2.0	40+06
czarny łupek	0,5	2,2	5,9	4,9	5,0	$4,0 \pm 0,0$
LI/I/34						
margiel	7,4	3,3	2,2	2,6	2,0	$2,3 \pm 0,2$
podcergowski						

*wskaźnik orientacji obliczony dla 9 obrazów (WO₉)

może się zawierać w zakresie od 1 (ułożenie bezładne) do 100 (ułożenie bardzo silnie kierunkowe) (Fig. 11). Róże kierunków obliczono dwoma sposobami: dla całej próbki sumując wszystkie pomiary w wyróżnionych kierunkach uzyskane z 25 obrazów (WO) oraz jako średnią z 25 WO osobno wykonanych dla każdego obrazu (WO₂₅). Pierwszy sposób przedstawienia wyników wydaje się być mniej czuły na niejednorodność mikrostruktury, drugi zaś, podany z odchyleniem standardowym, pozwala ocenić tę niejednorodność (Tab. 4).

Porowatość optyczna

Porowatość rozumiana jest w tej pracy jako porowatość optyczna czyli przestrzeń porowa widoczna na obrazach SEM preparatów standardowych. Porównawczo wykorzystano obrazy zgładów (SEM/BS). Zaleta metod optycznych wykorzystanych do badania porowatości jest możliwość oceny nie tylko rozmiarów i rozkładu wielkości mikroporów ale ponadto opisu ich cech wskazujących na zaawansowanie procesów diagenezy czyli kształtu i rozmieszczenia (porowatość między- i wewnątrzagregatowa). Wadą są błędy wynikające z preparatyki, które mogą zafałszować rzeczywisty obraz przestrzeni porowej, polegające na niebezpieczeństwie utraty ziarn w trakcie przełamywania próbki i tworzenie nieistniejącej w naturalnej próbce przestrzeni porowej. Ponadto wyróżnienie przestrzeni porowej szczególnie na fotografiach SEM preparatów standardowych jest niejednoznaczne i wymaga znacznej ingerencji operatora. Spowodowane jest to faktem, że odcienie szarości w jakich ujawniają się mikropory zależą od ich głębokości i wahają się w szerokim zakresie (Fig. 12). Problem stanowiło więc już przygotowanie obrazu do oceny ilościowej. Obrazy binarne mikrostruktury uzyskane przy niewiele różniacych się progach szarości (70 i 75) skutkowały znacznymi różnicami w ocenie ilościowej mikroporowatości (Fig. 13). Z tego powodu dyskutowane w pracy wyniki badań uzyskano dobierając do każdej próbki optymalny próg szarości, który mieścił się w przedziale 70-75 (Tab. 5). Biorąc pod uwagę wszelkie ograniczenia wykorzystano jednak opisana metodykę dla celów porównawczych i zaproponowano wyznaczenie Wskaźnika Upakowania (WU) obliczonego jako relacja udziału przestrzeni porowej na analizowanych obrazach do udziału ziarn (Fig. 12) podobnie jak w pracach Bennett et al. 1981, Bhatia, Solman 1991, Francus 1999).

Wielkość i kształt mikroporów

Wielkość i kształt mikroporów opisano przez podanie dwóch średnic w kierunku osi x i y obliczonych jako średnie ze wszystkich wartości uzyskanych dla 25 obrazów każdej próbki (Tab. 6). Relacja średnicy x do średnicy y podano jako wskaźnik kształtu mikroporów (WKM) czyli miarę ich wydłużenia (Tab. 2 i 6).

Udział i wielkość składników nieilastych

Do tych badań wybrano margiel podcergowski (próbka LI/I/34) ponieważ w tej skale występują dwie odmiany mikromorfologiczne kwarcu: ziarna pyłu i mikrokrystaliczny cement. Rentgenografia pozwala tylko oszacować tylko łącznie udział obu odmian z powodu braku odpowiednich wzorców. Wyniki badań rentgenograficznych zostały wykorzystane do weryfikacji danych uzyskanych metoda optyczną. Wykorzystano obrazy MO rejestrowane przy Nikolach X. Obiekty do badań wyróżniono na podstawie barwy interferencyjnej. Udział (%



Fig. 12. Procedura wyznaczania porowatości optycznej całkowitej (POC).

obj.) obliczono dla obu odmian mikromorfologicznych kwarcu łącznie oraz osobno dla ziarn pyłu (Tab. 7). Ponadto podano rozkład wielkości ziarn pyłu przy czym wielkość ziarn jest rozumiana jako średnica Fereta (Fig. 14). Ilościowa ocena udziału kwarcu występującego w formie pyłu może być obarczona nieznacznym błędem z powodu domieszki śladowej ilości ziarn skaleni o podobnych barwach interferencyjnych.



Fig 13. Porowatość optyczna całkowita (POC) wyznaczona przy różnych progach szarości przyjętych do binaryzacji obrozu

Próbka	Próg szarości dla binaryzacji	Porowatość całk (POC) [Porowatość całkowita optyczna (POC) [% obj.]		
		Obrozy SEM	mmama		
7.1/10	1	Obrazy SEIM			
Z-1/18	70	9	33	23 ± 6	
czarny łupek		-			
Z-1/33	72	1	17	25 ± 13	
łupek pylasty	12	Ť	47	25 ± 15	
58PP/23	75	4	45	25 . 0	
iłowiec pylasty	/5	4	45	25 ± 9	
WL/II/4					
margiel	72	8	54	33 ± 10	
węglowiecki					
ML/4/105g	70	17	52	22 + 10	
margiel łącki	70	17	35	52 ± 10	
LI/I/34					
margiel	72	1	32	15 ± 10	
podcergowski					
J/VIII/2					
iłowiec	75	7	42	22 ± 7	
bolesławiecki					
		Obrazy SEM/BS			
58PP/23		21	26	22 + 2	
iłowiec pylasty		$\angle 1$	20	23 ± 2	

Tabela 5. Porowatość optyczna całkowita (POC) obliczona dla optymalnie dobranych progów binaryzacji

Próg			Kierunek X		Kierunek Y			
Próbka	szarości dla binaryzacji	Ilość cięciw	Długość cięciw [µm]	Średnia długość cięciwy [µm]	Ilość cięciw	Długość cięciw [µm]	Średnia długość cięciwy [µm]	
Z1/18 czarny łupek	70	45715	11765	0,26	52134	12137	0,23	
Z1/33 łupek pylasty	72	33374	12080	0,36	39486	11120	0,28	
58PP/23 iłowiec pylasty	75	31101	12363	0,40	35873	12117	0,34	
WL/II/4 margiel węglowiecki	72	54718	16493	0,30	58138	16865	0,29	
ML/4/105g margiel łącki	70	48819	16051	0,33	60792	17028	0,28	
LI/I/34 margiel podcergows ki	72	34257	5257	0,15	36727	5395	0,15	
J/VIII/2 iłowiec bolesławiecki	75	45920	11510	0,25	46953	11479	0,24	

Tabela 6. Wielkość mikroporów poda jako średnie średnice mierzone w kierunkach X i Y

Tabela 7. Udział różnych form mikromorfologicznych kwarcu w marglu podcergowskim (próbka LI/I/34) obliczony na obrazach MO (mikroskop optyczny)

Udział kwarcu	Mikrokry	ement i ziarna	Ziarna pyłu			
[% obj.]	od	do	średnio $\pm \sigma$	od	do	średnio $\pm \sigma$
	16,7	26,6	$21,7 \pm 3,2$	3,1	9,0	$5,6 \pm 1,9$
Średnica Feret	a [µm]					
maksymalna (średnio)					19,	8
minima	lna (średnio)		12,8		



Fig. 14. Krzywa rozkładu uziarnienia ziarn pyłu w marglu podcergowskim (LI/I/34).

WYNIKI BADAŃ I DYSKUSJA

Orientacja

Orientację blaszkowych czy płytkowych elementów struktury skał wybranych do badań przedstawiają róże kierunków o zróżnicowanym wydłużeniu. Obliczone dla tych diagramów Wskaźniki Orientacji (WO) wahają się w zakresie od 1,3 do 9,0 w skali od 1 do 100 (Fig. 15). Jak wspomniano powyżej, róże kierunków dla każdej próbki powstały w oparciu o pomiary dokonane dla 25 obrazów. W celu oceny reprezentatywności wyniku końcowego w Tabeli 4 zamieszczono skrajne wartości WO uzyskane dla pojedynczych obrazów poszczególnych próbek. Reprezentatywność wyniku końcowego zasadniczo potwierdza obliczona dla nich wartość odchylenia standardowego (Tab. 4).

Wartości WO porządkują wybrane do badań skały generalnie zgodnie z oceną jakościową.

Czarny łupek (dolny karbon, strefa tektoniczna Koszalin-Chojnice, próbka Z-1/18) z najwyraźniej zaznaczonym kierunkowym ułożeniem blaszek minerałów ilastych i uwęglonej substancji organicznej charakteryzuje wartość WO wynosząca 9 (Fig. 1 i 15). Optycznie bardzo podobne, silnie rozwinięte kierunkowe ułożenie blaszek minerałów ilastych wykazuje margiel łącki (eocen, Karpaty Fliszowe, próbka ML/4/105g), ale charakteryzuje go wskaźnik WO wynoszący 4,8 (Fig. 5 i 15). Stosunkowo duża różnica wartości WO pomimo podobieństwa optycznego skłania do bardziej szczegółowej analizy mikrostruktury. Wynika z niej, że obiektywna, ilościowa ocena może wyrazić w liczbie różnice w morfologii minerałów ilastych oraz w ich organizacji wewnątrz- i międzydomenowej. Różnica
Z1/18	ML/4/105g	Z1/33	LI/I/34	58PP/23	WL/II/4	J/VIII/2
czarny łupek	margiel łącki	łupek pylasty	margiel	iłowiec pylasty	margiel	iłowiec
			pocergowski		węglowiecki	bolesławiecki
9,0	4,8	2,2	1,9	1,8	1,7	1,3
Orientacja						
bardzo dobra	dobra	słaba		Z	la l	
8	,0 4	4,0 2	2,0			1,0
	\leftarrow wskaznik orientacji (wO)				icji (WU)	

Fig. 15. Klasyfikacja uporządkowania mikrostruktury skał drobnookruchowych.

morfologii minerałów ilastych polega na tym, że wysokoillitowy minerał mieszanopakietowy I/S występujący w czarnym łupku charakteryzują blaszki o słabo wygiętych krawędziach wyraźnie podkreślających ich kierunkowe ułożenie, a wysokosmektytowy I/S występujący w marglu łąckim wyróżniają blaszki o silnie wygiętych, falistych brzegach, mniej zaznaczające orientację. Główną jednak przyczyną zróżnicowania WO między omawianymi skałami wydaje się być zgodna organizacja blaszek wewnątrz- i międzydomenowa obserwowana w czarnym łupku oraz zgodna wewnątrzdomenowa, a nieco różna międzydomenowa w marglu łąckim (Fig. 1, 5, 15). Domeny w marglu łąckim można nazwać taktoidami w rozumieniu definicji zamieszczonej w pracy Singera i Müllera (1983).

Organiczno-iłową (klasyfikacja wg O'Brien, Slatt 1990) czy laminarną (klasyfikacja wedle Sokołov, Osipov 1980) mikrostrukturę czarnego łupku ilościowo określa WO o wartości najwyższej spośród badanych skał. Mikrostrukturę iłową (klasyfikacja wedle O'Brien, Slatt 1990) czy laminarno-turbuletną (klasyfikacja wedle Sokołov, Osipov 1980) margla łąckiego, jakościowo bardzo zbliżoną określa WO o wartości niższej. Ilościowa ocena wyraźnie różnicuje obie podobne jakościowo mikrostruktury.

Jakkolwiek w świeżo złożonym osadzie na rozwój mikrostruktury wpływają procesy fizykochemiczne, fizyczne i biologiczne związane zarówno ze środowiskiem sedymentacji jak i z reakcją na nie minerałów ilastych (Bennett et al. 1991) to wpływ diagenezy, szczególnie diagenezy z pogrzebania zaznacza się najwyraźniej, w różnym stopniu zacierając udział wcześniejszych procesów (Huggett 1989).

Doskonałe uporządkowanie mikrostruktury czarnego łupku z pewnością można wiazać z późnym etapem diagenezy z pogrzebania, na co wskazuje rozwój basenu sedymentacyjnego w którym powstał oraz geotermometr mineralny jakim jest występujący w nim diagenetyczny I/S. Rozwój tak wyraźnego kierunkowego ułożenia uwęglonej substancji organicznej i blaszek minerałów ilastych, jak wskazują badania podobnych utworów (Bennett et al. 1991, O'Brien, Slatt 1990) zapoczątkowany musiał zostać jednak już w basenie sedymentacyjnym. Badany czarny łupek jest pelagicznym osadem lagunowym deponowanym w środowisku anaerobowym. Powszechna obecność w tym środowisku substancji organicznej, słaba działalność prądów i brak bioturbacji sprzyja rozwojowi pierwotnych kontaktów międzyblaszkowych typu ściana-ściana (O'Brien 1970, Bennett et al. 1991, Singer, Müller (1983) i powstanie mikrostruktury kierunkowej o genezie sedymentacyjnej. Z bardzo wyraźną jednokierunkową orientacją składników blaszkowych należy wiązać delikatną, liściastą oddzielność łupkowa obserwowaną w tej skale. Wynika to z badań O'Briena (1970) i Spearsa (1976), którzy udowodnili istnienie takiej zależności.

Mniej doskonałe uporządkowanie mikrostruktury margla łąckiego również można wytłumaczyć wpływem warunków sedymentacji i diagenezy. Występowanie w nim wysokosmektytowego I/S wskazuje na stosunkowo niskie temperatury pogrzebania, a rozwój basenu sedymentacyjnego, na wpływ ciśnienia związanego z tektoniką. Możliwe, że zachowane w tej skale domeny o nieco odmiennej orientacji są pseudomorfozami ilastymi po dostarczanym do zbiornika sedymentacyjnego szkliwie wulkanicznym. Nie można jednak wykluczyć, że niektóre z nich są agregatami o niemal zamkniętej w wyniku działania ciśnienia pierwotnie otwartej mikrostukturze złożonej z blaszek o kontaktach ścianakrawędź (flokuły). Redepozycja osadu, który po diagenezie stał się marglem z szelfu w głębsze partie basenu sedymentacyjnego przebiegała w warunkach pelagicznych lub hemipelagicznych. W zasolonych wodach oceanicznych minerały ilaste ulegają procesowi flokulacji i osadzają się jako flokuły czyli agregaty złożone z blaszek o kontaktach ściana-krawędź (Bennett et al. 1991). Podobnie w pseudomorfozach smektytowych po szkliwie wulkanicznym występują kontakty międzyblaszkowe typu ściana-krawędź tworzące mikrostrukturę otwartą typu "plaster miodu". W wyniku działanie ciśnienia kontakty międzyblaszkowe typu ściana-krawędź zmieniają się w kontakty typu ściana-ściana mniej lub bardziej perfekcyjnie rozwinięte i różnice w budowie agregatów minerałów ilastych o różnej genezie ulegają w różnym stopniu zatarciu.

Margiel podcergowski (oligocen, Karpaty Fliszowe, próbka LI/I/34) charakteryzuje wartość WO wynosząca 1.9 (Fig. 6, 15; Tab. 4) pomimo, że skała ta podobnie jak opisany powyżej margiel łącki (próbka ML/4/105g) ma taka samą historię geologiczną. Mikrostrukturę margla podcergwskiego można określić jako "komórkową" lub typu "plaster miodu" (Fig. 6) (klasyfikacja wedle Sokołov, Osipov 1980). Występujący w nim wysokosmektytowy I/S wskazuje na stosunkowo niskie temperatury jego pogrzebania, ale podobnie jak w przypadku margli łąckich, pojawianie się margli podcergowskich w strukturach fałdowych nie pozwala wykluczyć wpływu ciśnienia związanego z tektoniką Karpat na cechy mikrostrukturalne omawianej skały. Przyczynę utrudniającą porządkowanie ułożenia składników blaszkowych w marglu podcergowskim należy wiązać z cementacją osadu poprzedzająca kompakcję. Cementacja przez węglany i minerały grupy krzemionki (Fig. 6) umożliwiła zachowanie wczesnodiagenetycznej architektury osadu czyli agregatów typu "plaster miodu" utworzonych przez autigeniczny minerał smektytowy i fragmentów flokuł.

Łupek pylasty (dolny karbon, strefa tektoniczna Koszalin-Chojnice, próbka Z-1/33) i iłowiec pylasty (trzeciorzęd, seria poznańska, Niż Polski, próbka 58PP/23), które wedle klasyfikacji Blatta et al.1980 można nazwać mułowcami, charakteryzuje mikrostruktura pyłowo-iłowa czyli z widocznymi ziarnami pyłu wśród minerałów ilastych (klasyfikacja wedle O'Brien i Slatt 1990) czy szkieletowa (klasyfikacja wedle Sokołov, Osipov 1980). Jak wynika z oceny jakościowej mikrostruktura ta jest mniej wyraźna kierunkowa niż opisane powyżej. Wartości WO obliczone dla omawianych skał są też wyraźnie niższe i wynoszą około 2.0 (Tab. 4, Fig. 2, 15).

Biorąc pod uwagę fakt, że decydującym czynnikiem porządkującym ułożenie blaszek i płytek minerałów ilastych jest kompakcja, to materiału do porównań dostarczają dwie próbki: czarny łupek opisany powyżej (dolny karbon, strefa tektoniczna Koszalin-Chojnice, próbka Z-1/18) oraz omawiany łupek pylasty (dolny karbon, strefa tektoniczna Koszalin-Chojnice). Obie skały pochodzą z tego samego regresywnego megacyklu sedymentacyjnego, uległy przemianom w późnym stadium diagenezy oraz zbudowane są z podobnych diagenetycznych minerałów ilastych. Odpowiedzialny więc za znaczne utrudnianie w osiągnięciu doskonałości w rozwoju kierunkowej mikrostruktury drugiej z wymienionych skał jest pył kwarcowy i skaleniowy. Wartości WO dla omawianych skał różnią się znacząco i wynoszą dla czarnego łupku 9,0, a dla łupku pylastego 2,2 (Tab. 4; Fig. 15) Przyczyna obniżenia wartości WO dla łupku pylastego jest wygiecie domen złożonych z jednakowo zorientowanych blaszek minerałów ilastych na ziarnach pyłu (Fig. 1, 2, 15). Jest to spowodowane różnica wielkości, a także kształtu ziarn pyłu kwarcowego i skaleniowego oraz minerałów ilastych (O'Brien, Slatt 1990). Mniejszy wpływ, choć nie do zaniedbania wydaje się mieć pierwotna architektura osadu związana z warunkami sedymentacji. Porządkowanie, w wyniku kompakcji mikrostruktury zbudowanej z flokuł czyli agregatów o kontaktach miedzy blaszkami minerałów ilastych typu ściana-krawędź powstałych podczas sedymentacji w warunkach skłonu szelfu i otwartego basenu (por. Bennett et al. 1991, O'Brien, Slatt 1990) gdzie gromadził się osad, który po diagenezie stał się łupkiem pylastym, jest mniej skuteczne niż w przypadku opisanego powyżej czarnego łupku z pierwotnie rozwiniętymi kontaktami między blaszkami minerałów ilastych typu ściana-ściana, czyli z pierwotnie rozwiniętym kierunkowym ułożeniem składników blaszkowych i płytkowych.

Wpływ kompakcji na rozwój mikrostruktur skał zawierających ziarna pyłu wydaje się być mniej znaczący niż w przypadku skał bezpylastych. Wynika to z porównania łupka pylastego (dolny karbon, strefa tektoniczna Koszalin-Chojnice, próbka Z-1/33) oraz iłowca pylastego (trzeciorzęd, seria poznańska, Niż Polski, próbka 58PP/23), skał o podobnych mikrostrukturach, ale w różnym stopniu zdiagenezowanych i co się z tym wiąże, o różnym składzie minerałów ilastych. Pomimo znacznych różnic w zaawansowaniu procesów diagenezy, WO obliczony dla pierwszej z wymienionych skał różni się niewiele od określonego dla drugiej i wynosi odpowiednio: 2.2 oraz 1.8 (Fig. 2, 3, 15). W stosunkowo silnie zmienionym diagenetycznie łupku pylastym orientacja wyrażona jest przez dość duże domeny jednakowo zorientowanych blaszek wysokoillitowego minerału mieszanopakietowego I/S ulegające deformacji na ziarnach pyłu kwarcowego i skaleniowego. W słabo zdiagenezowanym iłowcu pylastym orientację wyznaczają łańcuchy blaszek smektytu. Ogniwa tych łańcuchów stanowią zespoły kilku blaszek o kontaktach typu ściana-ściana kontaktujące progowo z zespołami sąsiednimi (Fig. 3). Łańcuchy te oplatają ziarna pyłu kwarcowego i skaleniowego. Przypominają one relikty flokuł zniszczonych w wyniku kompakcji (O'Brien, Slatt 1990). W świetle tych informacji wydaje się, że czynnikiem uniemożliwiającym perfekcyjny rozwój mikrostruktur kierunkowych są ziarna pyłu występujące wśród blaszek minerałów ilastych. Już niewielka kompakcja porządkuje w pewnym stopniu ułożenie składników blaszkowych wymuszając rozwój między nimi kontaktów typu ściana-ściana (Meade 1964). Kontakty takie inicjowane są zdaniem Azmona (1981) już podczas sedymentacji minerałów ilastych w przestrzeni porowej osadu pylastego. Wzrost zaś kompakcji, z powodu obecności ziarn pyłu, nie wpływa znacząco na wartość WO (WO dla łupku pylastego wynosi 2.2, a dla iłowca pylastego 1.8). Różnica w jego wartości dla omawianych skał wydaje się być związana nie tylko z kompakcją ale również z morfologią minerałów ilastych.

Niemal proste krawędzie blaszek wysokoillitowego I/S w łupku pylastym wyraźniej podkreślają orientację (WO = 2.2) niż faliste krawędzie blaszek smektytu w iłowcu pylastym (WO = 1.8) (Fig. 2, 3, 15).

Margiel węglowiecki (kreda, Karpaty Fliszowe, próbka WL/II/4) oraz iłowiec bolesławiecki (kreda, niecka północnosudecka, próbka J/VIII/2) wyróżniają się bardzo słabo zaznaczonym kierunkowym, niemal bezładnym ułożeniem blaszek i płytek minerałów ilastych. Wykorzystując klasyfikację Kellera (1978) ich mikrostrukturę można określić jako iłową detrytyczną typu matrix, zgodnie z klasyfikacja Sokolova i Osipova (1980) jako matrix, a w oparciu o podział O'Briena i Slatta (1990) jako iłową. Wartość WO dla obu omawianych skał jest niska i wynosi odpowiednio 1.7 oraz 1.3 (Tab. 4, Fig. 4, 7, 15). Pomimo podobieństwa jakościowego różnice w wartości WO zwracają uwagę na pewne zróżnicowanie mikrostruktur obu omawianych skał. Obie skały są słabo zwięzłe, słabo zmienione diagenetycznie i zawierają pierwotne minerały ilaste. Przyczyna różnic WO jest więc związana z warunkami sedymentacji i wczesnej diagenezy obu skał. Inna jest ich historia geologiczna i inny skład zawartych w nich minerałów ilastych.

W marglu węglowieckim za brak organizacji w ułożeniu blaszek minerałów ilastych odpowiedzialne są bioturbacje. Osad zbioturbowany charakteryzuje różnokierunkowe ułożenie pojedynczych blaszek minerałów ilastych (O'Brien 1987). Większość obrazów mikrostruktury margla weglowieckiego odpowiada tej definicji (Fig. 4). Jakościowe wrażenie chaosu potęgują faliste krawędzie blaszek wysokosmektytowego S/I. Ale na niektórych obrazach widoczna jest bardziej kierunkowa, mniej zbioturbowana mikrostruktura omawianej skały. Ujawnia się relikty flokuł czy pseudomorfoz smektytowych po szkliwie wulkanicznym, podobnie jak w przypadku opisanego powyżej margla łąckiego. Była to pierwotna, sedymentacyjno-wczesnodiagenetyczna architektura osadu. Jest ona bardziej kierunkowa niż zbioturbowana z uwagi na obecność agregatów blaszek o kontaktach typu ściana-ściana. Skutkuje to wzrostem średniej wartości WO obliczonym dla omawianej skały. Warto tu ponadto dodać, że zgodnie z wynikami badań Huggett (1989) mikrostruktura zbioturbowana pod wpływem kompakcji orientuje się znacznie trudniej niż osad niezbioturbowany. Stąd skutki bioturbacji na ogół pozostają czytelne nawet w skałach które uległy nawet znacznej kompakcji.

W iłowcu bolesławieckim za brak organizacji w ułożeniu płytek minerałów ilastych odpowiedzialne są warunki panujące w środowisku jego sedymentacji. Jest to osad rzeczny, który ulegał procesom resedymentacji i redepozycji. Zapisem tych procesów jest mikrostruktura wirowa (Bennett et al. 1991), którą charakteryzuje obecność agregatów schodowo-równolegle zorientowanych małych płytek otaczających wirowo płytki większe (Fig. 7). Orientację płytek w agregatach podkreślają ich dość proste krawędzie. W ocenie jakościowej chaos w ułożeniu płytek kaolinitu w iłowcu bolesławieckim wydaje się nieco mniejszy niż blaszek smektytu w marglu węglowieckim, ale liczbowo relacja jest odwrotna (Tab. 4; Fig. 4, 7). Przyczyną jest z jednej strony morfologia minerałów ilastych z drugiej

jednorodność mikrostrukturalna iłowca bolesławieckiego i niejednorodność margla węglowieckiego.

Badania porównawcze

W celu sprawdzenia w jakim stopniu uporządkowanie mikrostruktury widoczne przy dużych powiększeniach określone na podstawie ułożenia minerałów ilastych jest zgodne z doskonałością ułożenia składników nieilastych skały widocznych przy powiększeniach mniejszych, wykonano badania porównawcze. Wybrano dwie spośród badanych skał i powtórzono badania określając WO dla uporządkowania w ułożeniu składników nieilastych. czarnego łupku (dolny karbon, strefa tektoniczna Koszalin-Chojnice, próbka Z-1/18) oraz margla podcergowskiego (oligocen, Karpaty Fliszowe, próbka Li/I/34) (Fig. 8-10).

Dla czarnego łupku wykorzystano obrazy z mikroskopu optycznego oraz obrazy SEM/BS. Na pierwszych z wymienionych, rejestrowanych przy 1 Nikolu mierzono orientację fragmentów uwęglonej substancji organicznej i ziarn węglanów (najczęściej bioklasty), a ponadto nielicznie reprezentowanych ziarn kwarcu. Na drugich mierzono łącznie z wymienionymi składnikami ponadto orientację mikroporów, które na tych obrazach są trudno odróżnialne od uwęglonej substancji organicznej.

Czarny łupek określa wartość WO dla uporządkowania wyrażonego składnikami nieilastymi odczytana z obrazów MO wynosząca 3.9 (Fig. 8), a dla obrazów SEM/BS osiągająca 2.4 (Fig. 9). Są to wartości porównywalne, ale wyraźnie niższe od uzyskanego dla uporządkowania wyrażonego minerałami ilastymi, które jak wspomniano powyżej wynosi 9.0 (Tab. 3, Fig. 8-10). Możliwe, że przyczynę tego zróżnicowania należy wiązać z różnicą w kształcie i wielkości ziarn minerałów ilastych i nieilastych. Kompakcja bardziej wyraźnie wpływa na porządkowanie ułożenia cienkich, drobnych blaszek niż większych i zwykle o mniej jednoznacznie zdefiniowanych kształtach ziarn składników nieilastych. Uogólniony obraz MO ostatnich z wymienionych w sposób nieco bardziej wyraźny (WO = 3.2) podkreśla uporządkowanie niż widoczny w szczegółach obserwowany na obrazie SEM/BS (WO = 2.4).

Dla margla podcergowskiego wykorzystano obrazy z mikroskopu optycznego zapisane przy Nikolach X. Mierzono orientacje uwęglonej substancji organicznej oraz ziarn kwarcu i węglanów.

Margiel podcergowski charakteryzuje wartość WO określona dla wymienionych powyżej elementów mikrostruktury wynosząca 2.2 i jest porównywalna z obliczoną dla minerałów ilastych wynoszącą 1.9 (Tab. 3, Fig. 10). Wynika z tego, że negatywny wpływ cementacji na rozwój jednakowej orientacji większych elementów mikrostruktury skały jest mniejszy niż w przypadku minerałów ilastych. Może wiązać się to z rozwojem w środowisku hemipelagicznym lub pelagicznym pierwotnej, sedymentacyjnej orientacji pierwszych z wymienionych. W przypadku drugich z wymienionych istotne znaczenie ma znaczny udział w omawianej skale nie tylko flokuł, ale autigenicznych minerałów ilastych budujących agregaty blaszek o kontaktach typu ściana-krawędź. Agregaty te, powstające przed kompakcją ale niemal syngenetycznie z cementacją znacząco ograniczającej wpływ tej pierwszej, są elementem mikrostruktury, który obniża średnią wartość WO.

Klasyfikacja

Spośród badanych próbek najlepiej uporządkowaną mikrostrukturę charakteryzuje WO o wartości 9.0, a najgorzej 1.3 w skali 1 do 100 (Tab. 4). Ponieważ najwyższa wartość WO_{25} obliczona dla poszczególnych obrazów wynosiła 31.5, uzasadniony wydaje się podział skali WO na następujące przedziały: 1-2 – złe uporządkowanie mikrostruktury, 2-4 – słabe, 4-8 – dobre oraz powyżej 8 – bardzo dobre (Fig. 15).

Najwyższa wartość WO mieszcząca się w przedziale powyżej 8.0 charakteryzuje mikrostrukturę organiczno-iłową (laminarną). Niższa, mieszcząca się w przedziale 4-8, jest wartość WO dla mikrostruktury określanej jako iłowa (laminarno-turbulentna). Mikrostuktura pyłowo-iłowa (szkieletowa), osiąga wartości z pogranicza przedziałów 2-4 i 1-2, zależnie od kompakcji. Mikrostrukturę iłową (iłową detrytyczną typu matrix), zarówno z bioturbacjami jak i wirową wyróżniają niskie WO mieszczące się w przedziale 1-2. Bliżej wyższej, granicznej wartości tego przedziału mieści się WO dla mikrostruktury iłowej (typu "plaster miodu czyli komórkowej") (Tab. 4; Fig. 15).

Przedstawiona powyżej klasyfikacja oparta jest na wartościach WO obliczonych w oparciu o wszystkie pomiary orientacji wykonane dla 25 obrazów każdej próbki, ponieważ jest ona mniej czuła na niejdnorodność mikrostrukturalną skały. Tę niejednorodność pozwalają ocenić wartości WO ₂₅ określone dla każdego z 25 obrazów oraz obliczona z nich średnia z odchyleniem standardowym. Spośród badanych próbek najbardziej jednorodną mikrostrukturę wykazuje margiel węglowiecki (próbka WL/II/4), a najbardziej niejednorodną iłowiec pylasty z serii poznańskiej (próbka 58 PP/23) (Tab. 4; Fig. 15). Z przeprowadzonych badań wynika, że analiza wartości WO wraz z analizą każdego z 25 obrazów mikrostruktury próbki i odpowiadającym im WO₂₅, średnią i odchyleniem standardowym może stanowić dobre narzędzie do oceny dominującego procesu, który wpływa na cechy mikrostrukturalne badanych skał. Analiza przyczyn jednorodności i niejednorodności w orientacji minerałów ilastych i składników nieilastych badanych skał przeprowadzona została powyżej.

Porowatość optyczna

Porowatość optyczna całkowita (POC) czyli obejmująca łącznie przestrzeń porową międzydomenową i wewnątrzdomenową, waha się dla badanych próbek od 14.6% do 32.9% (Tab. 5, Fig. 16). Najniższa wartość POC charakteryzuje margiel podcergowski (próbka LI/I/34), a najwyższa margiel węglowiecki (próbka WL/II/4). Jakkolwiek porowatość generalnie powinna spadać, że wzrostem orientacji, to przeprowadzone badania potwierdzają zaabserwowane we wcześniejszych pracach odstępstwa od tej reguły (Tab. 5) Orientacja jest tylko jednym z czynników związanych z porowatością. Zależność między orientacją a porowatością dotyczy przypadku osadów płytko pogrzebanych, nie głębiej niż na 1000 m. W tych warunkach kompakcja powoduje uporządkowanie w ułożeniu elementów struktury skały, jednocześnie zmniejszając przestrzeń porową między

LI/I/34	J/VIII/2	Z1/18	Z1/33	58PP/23	ML/4/105g	WL/II/4
margiel	iłowiec	czarny łupek	łupek pylasty	iłowiec pylasty	margiel łącki	margiel
pocergowski	bolesławiecki					węglowiecki
		Р	orowatość [% ob	j.]		
15	22	23	25	25	32	33
Wskaźnik upakowania (WU)						
0,18	0,28	0,30	0,34	0,34	0,46	0,49

upakowanie



$$WU = \frac{S_{por}}{S_{ziarn}}$$
gdzie: S_{por} = powierzchnie porów, S_{ziarn} = powierzchnia ziarn

Fig. 16. Klasyfikacja porowatości optycznej całkowitej (POC) mikrostruktur skał drobnookruchowych.

nimi. Pozostałymi czynnikami od których zależy porowatość skał droobnookruchowych są: zaawansowanie procesów cementacji osadów, skład minerałów ilastych i udział ziarn frakcji grubszych od ilastej (m.in. Heling 1970, Huggett 1989).

Na zjawisko szybkiego spadku porowatości w przypadku cementacji towarzyszącej pogrzebaniu zwrócił uwagę Heling (1970) opisując trzeciorzędowe łupki z Rowu Renu.

Bardzo niską wartość POC (14.6%) pomimo słabej orientacji mikrostruktury (WO = 1.9) (Tab. 5, Fig. 16) obliczoną dla margla podcergowskigo (próbka LI/I/34) tłumaczy zaawansowany proces cementacji zarówno węglanami jak i minerałami grupy krzemionki, decydująco wpływający na porowatość omawianej skały.

Skład minerałów ilastych z uwagi na różną mikromorfologię może być czynnikiem znacząco wpływającym, a nawet decydującym o porowatości skały. Skały zbudowane z minerału smektytowego z uwagi na cienkie blaszki o mocno wygiętych, falistych brzegach które tworzy (Fig. 4, 5) charakteryzuje większa mikroporowatość niż zbudowane z illitu występującego w formie blaszek o bardziej prostych krawędziach (Fig. 1). Najmniejszą mikroporowatość zaobserwowano w skałach zbudowanych z kaolinitu formującego grube, często sześcioboczne płytki o zróżnicowanej wielkości, ściśle przylegające do siebie, przy czym szczególnie istotny jest udział ziarn drobniejszych od 1 μ m (Heling 1970, Huggett 1989 i literatura tam cytowana).

Stosunkowo wysoka wartość POC (32.9%) dla margla weglowieckiego (próbka WL/II/4), koreluje ze słaba orientacja mikrostruktury (WO = 1.7) ale wiązać należy ją również ze składem minerałów ilastych (minerał smektytowy). Wynika to z badań przeprowadzonych dla margla łąckiego (próbka ML/4/105g), dla którego POC ma również wysoką wartość (31.5%), pomimo że orientacja mikrostruktury jest bardzo dobra (WO = 4.8). W przypadku drugiej z omawianych skał, jednak za decydujące czynniki wpływające na jej mikroporowatość należy uznać zarówno obecność minerału smektytowego jak i tworzenie przez ten minerał mikrostruktury takoidowej, czego skutkiem jest duża porowatość międzydomenowa. Decydująco zaś, skład minerałów ilastych wpływa na niską wartość POC (22%) dla iłowca bolesławieckiego (próbka J/VIII/2), którego orientacja mikrostruktury jest bardzo słaba (WO = 1.3), ale zbudowany jest on z kaolinitu (Fig. 7). Wynika to z badań przeprowadzonych dla czarnego łupku (próbka Z-1/18), dla którego wartość POC jest również niska (23%), ale orientacja mikrostruktury jest bardzo dobra (WO = 9.0), jednak zbudowany jest on minerału illitowego. Pomimo więc orientacji mikrostruktury znacząco lepszej niż w przypadku iłowca bolesławieckiego, ponadto w znacznym stopniu spowodowanej kompakcją, czarny łupek charakteryzuje porównywalna mikroporowatość. Należy to wiązać z faktem, że wyjściowa mikroporowatość w czarnym łupku była większa niż w iłowcu bolesławieckim. Pierwotnie w jego składzie mineralnym występował smektyt, z którego w wyniku diagenezy z pogrzebania powstał obecnie występujący w tej skale minerał illitowy, grubiej uziarniony i bardziej ściśle ulegający upakowaniu

niż smektyt, ale mniej niż kaolinit (Huggett 1989). Proces redukcji porowatości związanej ze współwystępującą z pogrzebaniem illityzacją smektytu udokumentował Heling (1970).

Wpływ obecności ziarn frakcji grubszych od ilastej na porowatość związany jest z tym, że zwykle minerały ilaste z powodu różnicy wielkości, są niezbyt dokładnie wokół tych ziarn upakowane tworząc stosunkowo duże mikropory (nawet 1 do 5 μ m) (Huggett 1989). Zdaniem Helinga (1970) szczególnie przy głębokim pogrzebaniu osadów, powyżej 1000 m ta duża przestrzeń porowa zachowuje się w przeciwieństwie do porów między minerałami ilastymi, wpływając na skośność ich rozkładu, który zmienia się z ujemnego na dodatni.

Dla badanego łupka pylastego (próbka Z-1/33) oraz iłowca pylastego (próbka 58PP/23) wartości POC są porównywalne (odpowiednio: 24.9% i 25.2%). Porównywalna jest też orientacja mikrostruktury (odpowiednio: 2.2 oraz 1.8). Różny jest jednak skład minerałów ilastych (odpowiednio: minerał illitowy oraz smektyt). Wydaje się, że w przypadku tych skał czynnikiem decydującym o porowatości jest obecność ziarn pyłu kwarcowego i skaleniowego, a skład minerałów ilastych jest mniej znaczący. Również kompakcja jest w przypadku takich skał mniej znacząca, na co wskazuje porównanie POC czarnego łupku (Z-1/18) oraz łupku pylastego (Z-1/33) (odpowiednio: 23% i 24.9%, Tab. 5, Fig. 16).

Wielkość mikroporów

Średnia średnica mikroporów dla badanych skał zmienia się od 0.15 μ m do 0.40 μ m w kierunku X oraz od 0.15 μ m do 0.34 μ m w kierunku Y (Tab. 6).

Najmniejsze mikropory występują w marglu podcergowskim (LI/I/34) i wynoszą 0.15 x 0.15 μ m. Niewiele większe są w iłowcu bolesławieckim (J/VIII/2), a także w czarnym łupku (Z-1/18) i wynoszą odpowiednio: 0.25 x 0.24 μ m oraz 0.26 x 0.23 μ m (Tab. 2, 6). Pierwsza z wymienionych skał uległa procesowi cementacji, co jest przyczyną małej wielkości mikroporów. Druga ma stosunkowo szczelnie wypełniona przestrzeń porową ponieważ jej architekturę tworzą płytki kaolinitu dość szczelnie ulegające upakowaniu (por. Huggett 1989). Trzecia jest skałą o najsilniej rozwiniętej orientacji mikrostruktury spowodowanej zarówno warunkami sedymentacji jak i kompakcją, a więc o pierwotnie stosunkowo niedużej przestrzeni porowej. Jednocześnie wszystkie omawiane skały wyróżnia najmniejsza porowatość (odpowiednio: 15%, 22% i 23%) czyli są to skały o małej ilości niedużych porów.

Największe mikropory występują w łupku pylastym (Z-1/33) oraz w iłowcu pylastym (58PP/23) wynosząc odpowiednio: $0.36 \times 0.28 \mu m$ oraz $0.40 \times 0.34 \mu m$ (Tab. 2, 6). Wynika to z obecności ziarn frakcji grubszej niż ilasta. W przypadku tych skał porowatość nie jest jednak największa osiągając odpowiednio 24% i 25% co oznacza, że są to skały o dużych porach ale stosunkowo nielicznych. Na uwagę zasługuje stwierdzenie porównywalnej wielkości mikroporów występujących w skałach różniących się kompakcją. Jest to zgodne z obserwacją Helinga (1970), który stwierdził, że duże pory, których obecność związana jest z występowaniem

izometrycznych ziarn kwarcu wśród blaszkowych czy płytkowych minerałów ilastych, pozostają otwarte pomimo nawet głębokiego pogrzebania.

Pośredniej wielkości mikropory występują w marglu węglowieckim (WL/II/4) oraz w marglu łąckim (ML/4/105g), osiągając odpowiednio: 0.30 x 0.29 μ m oraz 0.33 x 0.28 μ m (Tab. 2, 6). W przypadku margla węglowieckiego jest to porowatość międzyblaszkowa spowodowana przez penetrujące osad organizmy, zaś w przypadku margla łąckiego związana z genezą minerału smektytowego porowatość wewnątrzdomenowa (mniejsze mikropory) i międzydomenowa (większe mikropory), przy czym ostatnie z wymienionych silniej wpływają na wartość średnią. Obie te skały charakteryzują jednocześnie największe porowatości (odpowiednio: 33% i 32%). Zawierają więc one stosunkowo dużo mikropory średnie, a w drugim duże i małe.

Kształt mikroporów

Wskaźnik Kształtu Porów (WKP) obliczony jako relacja obu średnic, zmienia się od 1.0 do 1.3. Wartość 1 wskazuje na izometryczny kształt mikroporów, a wartość większa od 1.0 wskazuje na ich wydłużenie. Kształt mikroporów jest uważany za wskaźnik zaawansowania kompakcji (Heling 1970, Huggett 1989).

Izometryczne mikropory charakteryzują iłowiec bolesławiecki (próbka J/VIII/2, WKP = 1.02), margiel węglowiecki (próbka WL/II/4, WKP = 1.04) oraz margiel podcergowski (próbka LI/I/34, WKP = 1.02) (Tab. 2, 6). Wyniki te wskazują, że parametr ten powinien być interpretowany na tle historii geologicznej badanej skały. Izometryczny kształt mikroporów w iłowcu bolesławieckim rzeczywiście jest wynikiem płytkiego pogrzebania tej skały. Jednakże w marglu węglowieckim raczej jest wynikiem bioturbacji, a w marglu podcergowskim jest cechą reliktowa spowodowana wczesną cementacją.

Najsilniej wydłużone mikropory charakteryzują łupek pylasty (próbka Z-1/33, WKP = 1.28), a nieco mniej iłowiec pylasty (próbka 58PP/23, WKP = 1.18). Wydłużenie tych mikroporów tylko częściowo jest związane z kompakcją, której udział niezaprzeczalny jest w łupku pylastym. Jednak stosunkowo niewielka różnica wartości WKP dla łupka pylastego i dla iłowca pylastego skłania do powiązania kształtu mikroporów z mechanizmem który jest przyczyną powstania tej odmiany porowatości czyli z obecnością ziarn frakcji pylastej wśród ziarn frakcji ilastej.

Wydłużony kształt mikroporów w marglu łąckim (próbka WML/4/105g, WKP = 1.17) oraz w czarnym łupku (próbka Z-1/18, WKP = 1.10) można wiązać z wpływem kompakcji, ale też z pierwotną architekturą osadu.

Badania porównawcze

Dla wyników badań mikroporowatości uzyskanych opisaną powyżej prostą metodą, szczególnie uzasadnione było przeprowadzenie badań porównawczych wykorzystując preparaty i metodykę badań opisaną w literaturze (Tovey, Hounslow 1995, Grabowska-Olszewska 1998, Francus 1999). Z badań przeprowadzonych dla próbki iłowca pylastego (58PP/23) wynika, że obiema metodami można uzyskać wyniki porównywalne (Tab. 3), przy czym wybór optymalnego progu binaryzacji dla obrazów SEM/BS wydawał się być jednak bardziej skomplikowany niż dla standardowych obrazów SEM. Przyczynę należy wiązać z trudnościami w uzyskaniu wystarczająco dobrej jakości preparatów dla skał drobnookruchowych.

Upakowanie

Bezpośrednie powiązanie porowatości i kompakcji związanej z głębokością pogrzebania osadów w świetle przeprowadzonych badań i w oparciu o dane literaturowe, nie zawsze jest uzasadniona. W celu wyrażenia stopnia zamknięcia lub/i zabudowy przestrzeni porowej w skałach drobnoziarnistych w oparciu o uzyskane wyniki badań zaproponowano obliczenie Wskaźnika Upakowania (WU).

Klasyfikacja

Na podstawie wartości WU, która dla badanych skał zmienia się od 0.18 do 0.49 ustalono następujący podział mikrostruktur skał drobnookruchowych z uwagi na relację przestrzeni porowej do ziarn: poniżej 0.2 – dobrze, 0.2-0.4 – średnio i powyżej 0.4 – słabo upakowne. W przypadku badania serii skał o podobnym uziarnieniu, składzie mineralnym i ziarnowym WU można wykorzystać jako miarę kompakcji. Warto tutaj zaznaczyć, że Bennett et al. (1981) zaproponowali podobny wskaźnik dla głębokomorskich drobnookruchowych osadów współczesnych, który zmienia się w zakresie od poniżej 1.2 do powyżej 3.0 i wykazuje korelację z ewolucją mikrostruktury pod wpływem kompakcji (Fig. 16).

Udział, wielkość i kształt ziarn składników nieilastych

Ziarna pyłu kwarcowego i cement kwarcowy w marglu podcergowskim (próbka LI/I/34), jak wynika z przeprowadzonych badań metodą AOP stanowią 21.7% (Tab. 7). Wiarygodność tego wyniku potwierdza półilościowa analiza rentgenograficzna, w wyniku której oszacowano udział kwarcu na około 20% (Górniak 1998). Obie metody obarczone są pewnym błędem jednak wykorzystane łącznie weryfikują wzajemnie uzyskane wyniki.

Udział cementu kwarcowego w omawianej skale uzyskany w wyniku zastosowania AOP wynosi 5.7%, a pyłu 16.0%. Informacje te są istotne dla przeprowadzenia analizy rozwoju basenu sedymentacyjnego badanych skał. Udział mikrokrystalicznego kwarcu stanowiącego cement pozwala oszacować ilość krzemionki uruchomionej w zbiorniku sedymentacyjnym margli. Rozkład wielkości ziarn pyłu może stanowić cenne źródło informacji o mechanizmie sedymentacji skały drobnookruchowej (Bennett et al. 1991). W przypadku omawianego margla jest on unimodalny, co wskazuje na głównie jedno jego źródło. Średnia średnica ziarn odczytana z krzywej rozkładu uziarnienia wynosi około 20 µm (Fig. 14), co potwierdzają obserwacje jakościowe, wskazując na prawidłowe wyróżnienie obiektów do oceny ilościowej. Słabo zaznaczony na omawianej krzywej rozkładu uziarnienia ogon od strony ziarn grubszych, może wskazywać na niewielkie, drugie źródło pyłu kwarcowego. Geneza pyłu kwarcowego w marglach może być różna. Jeśli jest to kwarc detrytyczny pozwala oszacować intensywność dostawy materiału detrytycznego do zbiornika sedymentacyjnego margli. Jeśli jest to kwarc biogeniczny - można ocenić intensywność rozwoju organizmów o szkieletach krzemionkowych w tym basenie.

Przykładowe wyniki badań omówione powyżej uzyskane stosunkowo łatwo i szybko przy użyciu AOP, a bardzo pracochłonne do wykonania metodami tradycyjnymi, mogą stanowić cenny materiał do interpretacji genezy minerałów grupy krzemionki w marglach. Warto tu dodać, że podobna metodyka badań jest już stosowana z powodzeniem w przypadku skał bardziej zasobnych w ziarna pyłu (m. in. Huggett 1989, 1996, Reynolds, Gorsline 1991, Ferrell, Carpentier 1991).

WNIOSKI

Analiza Obrazu Petrograficznego (AOP) zaproponowaną metodyką stanowi bardzo użyteczne narzędzie, które można wykorzystać do rozszerzenia standardowego opisu skał drobnookruchowych. Szczególnie jest ono przydatne do badań porównawczych. Opis w liczbach cech mikrostrukturalnych skał pozwala bardziej wyraźnie dostrzec różnice między nimi, szczególnie jeśli jakościowo są one bardzo zbliżone. Opis liczbowy zmusza ponadto do bardziej wnikliwej analizy przyczyn zaobserwowanych różnic lub podobieństw, a tym samym jest pomocny do ustalenia dominującego procesu odpowiedzialnego za rozwój mikrostrukturalny badanych skał. Taka analiza musi być jednak przeprowadzona na tle ich historii geologicznej, a ważnym jej etapem jest ustalenie wzajemnych relacji cech mikrostrukturanych. Komputerowa analiza obrazu, szczególnie przy zastosowaniu programów takich jak na przykład Aphelion, o możliwości tworzenia nowych lub ich modyfikowania w celu rozwiązywania problemów procedur niestandardowych daje nowe możliwości badawcze czyniąc tak pojętą AOP nauką interdyscyplinarna.

LITERATURA

- AZMON L.F., 1981: Use of clay fabric to distinguish turbidites from hemipelagic siltstone. Sedimentology, 28: 733 735.
- BENNETT R.H., BRYANT W.R., KELLER G.H., 1981: Clay fabric of selected submarine sediments: fundamental properties and models. Jour. Sed. Petrol., 51: 217 232.
- BENNETT R.H., O'BRIEN N.R., HULBERT M.H., 1991: Determinants of clay and shale microfabric signatures: processes and mechanisms. W: R.H. Bennett, W.R. Bryant, M.H. Hulbert (red.) Microstructures of fine-grained sediments, from mud to shale. Springer-Verlag, New York, 5 – 32.
- BHATIA S.K., SOLIMAN A., 1991: The application of image analysis techniques to microstructure studies i geotechnical engineering. W: R.H. Bennett, W.R. Bryant, M.H. Hulbert (red.) Microstructures of fine-grained sediments, from mud to shale. Springer-Verlag, New York, 367-378.
- BRADKE M., GITZHOFER F., HENNE R., 2005: Porosity determination of ceramic materials by digital image analysis a critical evaluation. Scanning Microscopy, 27: 132-135.
- BROMOWICZ J., GÓRNIAK K., 1988: Litologia i sedymentacja margli łąckich wschodniej części płaszczowiny magurskiej (Karpaty Fliszowe). Ann. Soc. Geol. Pol., 58: 385-421.

- BRYANT W.R., BENNETT R.H., BURKETT P.J., RACK F.R., 1991: Microfabric and physical properties characteristics of a consolidated clay section: ODP Site 697, Weddell Sea. W: R.H. Bennett, W.R. Bryant, M.H. Hulbert (red.) Microstructures of fine-grained sediments, from mud to shale. Springer-Verlag, New York, 73-92.
- CHIOU W.A., BRYANT R., BENNETT R.H., 1991a: Quantification of clay fabric: a simple technique. W: R.H. Bennett, W.R. Bryant, M.H. Hulbert (red.) Microstructures of fine-grained sediments, from mud to shale. Springer-Verlag, New York, 379-388.
- CHIOU W.A., BRYANT R., BENNETT R.H., 1991b: Clay fabric of gassy submarine sediments. W: R.H. Bennett, W.R. Bryant, M.H. Hulbert (red.) Microstructures of fine-grained sediments, from mud to shale. Springer-Verlag, New York, 333-352.
- DIAMOND 1S., 1971: Microstructure and pore structure of impact-compacted clays. Clays Clay Miner., 19: 239-249.
- DUDOIGNON P., PANTET A., 1998: Measurement and cartography of clay matrix orientations by image analysis and gray-level diagram decomposition. Clay Miner., 33: 629-642.
- FERRELL R.E., CARPENTIER P.K., 1991: Microtexture and microchemistry of clay-rich sediments. W: R.H. Bennett, W.R. Bryant, M.H. Hulbert (red.) Microstructures of fine-grained sediments, from mud to shale. Springer-Verlag, New York, 297-302.
- FRANCUS P., 1999: Using image analysis to estimate quantitatively some microstructural parameters of detrital sediments. Geologica Belgica, 2/3-4: 173-180.
- GIPSON M., 1966: A study of the relations of depth, porosity and clay mineral orientation in Pennsylvanian shales. Jour. Sed. Petrol., 36/4: 888-903.
- GÓRNIAK K., 1997: The role of diagenesis in the formation of kaolinite raw materials in the Santonian sediments of the North-Sudetic Trough (Lower Silesia, Poland). App. Clay Sci. 12: 313-328.
- GÓRNIAK K., 1998: Chertification of the Carpathian Flysch marls. Mat. Konf. Carpathian-Balkan Association, XVI Congress. Wiedeń (Austria): 188.
- GÓRNIAK K., 2004: Marls of the Sub-Silesian Unit (Flysch Carpathians) preliminary petrographic comparative study. Pol. Tow. Mineral. Prace Spec. 23: 64-66.
- GÓRNIAK K., SZYDŁAK T., SIKORA W.S., GAWEŁ A., BAHRANOWSKI K., RATAJCZAK T., 2001: Minerały ilaste w różnobarwnych odmianach skał występujących nad pokładem węgla brunatnego w rejonie Konina. Górnictwo Odkrywkowe 63, 2-3: 129-139.
- GÓRNIAK K., GAWEŁ A., MUSZYŃSKI M., PROTAS A., RATAJCZAK T., SZYDŁAK T., 2004: Wpływ głębokości pogrzebania na proces illityzacji smektytu w czarnych łupkach dinantu z Pomorza Zachodniego. W: A. Protas, Z. Mikołajewski, A. Buniak (red.) Pozycja geologiczna i petrologia utworów podłoża permu w strefie Koszalin-Chojnice: 29-42.

- GÓRNIAK K., GAWEŁ A., 1994: Microstructural, mineralogical and physical characteristics of selected oil-gas shales from eastern part of the Carpathian Belt (Poland). XIIIth Conference on clay mineralogy and petrology. Praga (Czechy), Book of Abstracts.
- GRABOWSKA-OLSZEWSKA B., 1998: Ilościowa analiza mikrostrukturalna w skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM) gruntów poddanych oddziaływaniu wody. W: Geologia stosowana. Właściwości gruntów nienasyconych. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, 113-150.
- HAUS R., CZURDA K.A., 1994: Pore size distribution and changes in microstructure of clays as the result of contaminations by hazardous hydrocarbons. Acta Universitatis Crolinae, Geologica, 38: 203-216.
- HELING D., 1970: Micro-fabrics of shales and their rearrangement by compaction. Sedimentology, 15, 247-260,
- HUGGETT J.M., 1989: Scanning electron microscope and X-ray diffraction investigations of mudrock fabrics, textures and mineralogy. Scanning Microscopy, 3, 1: 99-109.
- HUGGETT J.M., 1996: Aluminosilicate diagenesis in a Tertiary sandstonemudrock sequence from the central North Sea, UK. Clay Miner. 31: 523-536.
- KACZYŃSKI R., TRZCIŃSKI J., 1997: Ilościowa analiza mikrostrukturalna w skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM) typowych gruntów Polski. Przegl. Geol. 45, 7: 721-726.
- KELLER W.D., 1978: Classification of kaolins exemplified by their textures In scan electron micrographs. Clays Clay Miner., 26: 1-20.
- LAY B.J., 2005: Image Processing Software multiple solution for a single problem. Proceedings of 9th European Congress on Stereology and Image Analysis, Zakopane: 55-70.
- LUO X., BRIGAUD F., VASSEUR G., 1992: Compaction coefficient of argillaceous sediments: their implications significance and determination. Norwegian Petroleum Society Special Paper 1: 321-332.
- MEADE R.L., 1964: Removal of water and rearrangement of particles during compaction of clayey sediments Review. USGS Prof Paper, 497-B: B1-B23.
- MEUNIER A., 2005: Clays. Springer Berlin Heidelberg New York, 1-472.
- O'BRIEN N.R., 1970: The fabric of shale an electron-microscope study. Sedimentology, 15: 229-246.
- O'BRIEN N.R., 1987: The effect of bioturbation on the fabric of shale. Jour. Sed. Petrol. 57, 3: 449-455.
- O'BRIEN N.R., SLATT R.M., 1990: Argillaceous rock atlas. Springer-Verlag New York, 1-141.
- ODA M., 1976: vide Bathia, Soliman 1991.
- REYNOLDS S., GORSLINE D.S., 1991: Silt microfabrics of detrital, deep sea mud(stone)s (California Continental Borderland) as shown by Backscattered electron microscopy. W: R.H.Bennett, W.R. Bryant, M.H. Hulbert (red.) Microstructures of fine-grained sediments, from mud to shale. Springer-Verlag, New York, 203-212.

- ROSS C.M., EHRLICH R., 1991: Objective measurement and classification of microfabrics and their relationship to physical properties. W: R.H.Bennett, W.R. Bryant, M.H. Hulbert (red.) Microstructures of fine-grained sediments, from mud to shale. Springer-Verlag, New York, 353-358.
- SINGER A., MÜLLER G., 1983: Diagenesis in argillaceous sediments. W: G.H. Chilingarian, K.H. Wolf (red.) Diagenesis 2. Elsevier, 115-212.
- SOKOLOV, OSIPOV 1980: *vide* GILLOTT J.E. 1987: Clay in engineering geology. Developments in geotechnical engineering. 41: 120-123.
- SPEARS D.A., 1976: The fissility of some carboniferous shales. Sedimentology 23: 721-725.
- STOCH L., RYBICKA E., GÓRNIAK K., 1979: Mineralogical composition of kaolinite clays from the "Janina" mine at Suszki near Bolesławiec (Lower Silesia). Miner. Polon. 10: 63-79.
- TOVEY K., HOUNSLOW M., 1995: Quantitative microporosity and orientation analysis in soils and sediments. Jour. Geol. Soc. 152, 119-129.
- TOVEY N.K., WANG J., 1997: An automatic image acquisition and analysis system for a scanning electron microscope. Scanning Microscopy, 11: 211-227.
- TRZCIŃSKI 1993: Ilościowa analiza morfometrycznych i geometrycznych cech mikrostruktur glin zwałowych zlodowacenia Wisły. Kwart. Geol. 37, 1: 109-120.
- VENIALE F., 2000: Fabric: parameter leading the mechanical hydraulic behaviour of argillaceous geomaterials. Proc. 1st Latin American Clay Conference, Funchal (Portugalia), 114-116.
- WIEWIÓRA A., WYRWICKI R., 1974: Minerały ilaste poziomu iłów płomienistych serii poznańskiej. Kwart. Geol. 18, 3: 616-635.

POLSKIE TOWARZYSTWO MINERALOGICZNE - PRACE SPECJALNE MINERALOGICAL SOCIETY OF POLAND - SPECIAL PAPERS Zeszyt 27, 2005; Volume 27, 2005

Katarzyna GODYŃ⁶, Mariusz MŁYNARCZUK⁷

ILOŚCIOWA ANALIZA OBRAZU W PROBLEMATYCE MINERAŁÓW CIĘŻKICH

Abstrakt: W pracy wykorzystano metody automatycznej analizy obrazu do badań ilościowo-jakościowych minerałów ciężkich. Przeprowadzono również analizę cech morfologicznych takich jak kształt czy wydłużenie osobników. Do badań wykorzystano około 15 000 tysięcy obiektów (minerałów ciężkich przeźroczystych optycznie i nieprzeźroczystych minerałów rudnych). Minerały ciężkie wydzielono z kilku typów litologicznych skał - z mułowców, arenitów litycznych, łupków ilastych oraz z dolomitów. Nie zauważono zasadniczych różnic w wykształceniu i ilości poszczególnych osobników z zależności od typu litologicznego skały. Metody automatyczne pozwoliły znacznie przyspieszyć pomiary wykonywane za pomocą tradycyjnych metod pomiarowych oraz opisać badane obiekty przy pomocy dużej liczby parametrów geometrycznych.

Słowa kluczowe: automatyczna analiza obrazu, minerały ciężkie, cyrkon, wulkanoklastyki, Pomorze Zachodnie

Image analysis quantification in the problem of heavy minerals

Abstract. The authors applied some methods of image analysis to qualitative and quantitative studies of heavy minerals. Also analysed were such morphological features as the shape of grains and their elongation. About 15,000 grains were measured in the study and they represent transparent and opaque heavy minerals, separated out from different lithological rock types: mudstones, lithic arenites, shales and marly dolostones. No essential differences in the development and quantity of the minerals have been found in the rocks studied. Image analysis has been shown the method considerably speeding up measurements usually carried out with traditional techniques and providing descriptions of minerals with a large number of geometrical parameters.

Keywords: image analysis, heavy minerals, zircon, volcaniclastics, Western Pomerania

WSTEP

Minerały ciężkie są składnikiem akcesorycznym wulkanoklastycznych skał karbonu dolnego z rejonu Pomorza Zachodniego (strefa tektoniczna Koszalin-Chojnice) (Fig. 1). Ich opis ilościowo-jakościowy dostarcza informacji o genezie materiału skalnego, którego są składnikiem. Standardowe metody pomiarów

¹Zakład Mineralogii, Petrografii i Geochemii, Akademia Górniczo-Hutnicza, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

⁷ Instytut Mechaniki Górotworu PAN, ul. Reymonta 27, 30-059 Kraków

ilościowych są niezwykle pracochłonne i przez to rzadko wykonywane. Celem opisywanych prac było zatem zbadanie możliwości wykorzystania metod komputerowej analizy obrazu do zautomatyzowania tych pomiarów, a co za tym idzie, próba oceny i porównania parametrów morfologicznych minerałów ciężkich w kontekście różnych typów litologicznych skał. Osiągnięcie tego celu pozwoli na pełną i statystycznie wiarygodną charakterystykę morfologiczną ziarn minerałów ciężkich.



Fig.1. Schematyczna mapa podpermskiego basenu w obszarze Pomorza Zachodniego (wg Maryja et al. 2000) z zaznaczonymi otworami wiertniczymi, z których pobrano próbki do badań

MATERIAŁ BADAWCZY

Do badań wytypowano minerały ciężkie wyseparowane ze skał pobranych z odwiertów Kurowo-1, Biesiekierz-2, Daszewo-3. Wykorzystano kilka typowych dla tego rejonu odmian litologicznych skał takich jak: mułowce (trzy próbki), arenity lityczne (dwie próbki), dolomit marglisty oraz łupek ilasty. Badane skały należą do dolnokarbońskich (turnejskich) formacji litostratygraficznych (Matyja, et.al., 2000) (Tab.1).

METODYKA BADAŃ

Do badań z zastosowaniem automatycznej analizy obrazu sporządzono preparaty proszkowe minerałów ciężkich. Stanowiły one podstawę do wykonania serii zdjęć. Do tego celu użyto mikroskopu polaryzacyjnego firmy Olympus BX-51 wyposażonego w kamerę cyfrową CCD. Dla każdego preparatu proszkowego wykonano serię 100-150 zdjęć. Na każdym z nich utrwalono od kilku do kilkudziesięciu minerałów ciężkich. Dało to w sumie liczbę około 15 tys. obiektów będących podstawą do dalszych analiz.

Zarejestrowane obrazy poddane zostały wstępnej filtracji oraz automatycznej binaryzacji. Komputerowa analiza obrazu pozwoliła na takie przekształcenie obrazu mikroskopowego minerałów ciężkich (Fig. 2a^{*}), że otrzymano wynikowy

^{*} Kolorowe wersje wybranych figur zamieszczono na końcu tomu.

Nazwa odwiertu	Symbol próbki	Głębokość zalegania [m]	Typ litologiczny	Formacja litostratygraficzna
	Bs-2/32	2886,65	Arenit lityczny	Formacja piaskowców arkozowych z Gozdu
Biesiekierz -2	Bs-2/51	2986,3	Dolomit marglisty	Formacja piaskowców arkozowych z Gozdu
	Bs-2/62	3098,4	Arenit lityczny	Formacja piaskowców arkozowych z Gozdu
Kurowo-1	Kr-1/14	2599,8- 2600,3	Mułowiec	Formacja iłowców wapnistych z Sąpolna
	Kr-1/32	2769,55	Mułowiec	Formacja piaskowców arkozowych z Gozdu/Wapieni Ooidowych z Kurowa
Daszewo-3	Da-3/10	3197-3198	Łupek ilasty	Formacja piaskowców arkozowych z Gozdu
	Da-3/22	3234,5- 3234,8	Mułowiec	Formacja piaskowców arkozowych z Gozdu

Tabela 1. Zestawienie pobranych typów litologicznych skał wraz z głębokością ich zalegania i przynależnością do formacji litostratygraficznych dolnego karbonu Pomorza Zachodniego.

obraz binarny, na którym w sposób poprawny odwzorowano wszystkie interesujące nas obiekty. Obraz taki przedstawiono na Figurze 2b.



Fig. 2. Mikroskopowy obraz minerałów ciężkich z odwiertu Biesiekierz-2 (a) oraz ich obraz po binaryzacji (b). Pow. 100x

Porównując obrazy a i b na Figurze 2 zauważono, że nie wszystkie obserwowane minerały ciężkie zostały poprawnie uwzględnione po przeprowadzeniu procesu binaryzacji. Częściowo, jest to wynik zamierzony, po części zaś obserwujemy rezultat "niedoskonałości" algorytmu automatycznej analizy obrazu. Zauważono, że w pomiarach algorytm nie uwzględnił obiektów, które wychodziły poza obszar zarejestrowany na obrazie, były słabo widoczne, niewyraźnie zarysowujące się oraz leżące zbyt blisko siebie, nakładające się bądź stykające. Obiekty wyeliminowane w procesie binaryzacji (Fig.2) zaznaczone są na Figurze 3.



Fig. 3. Przykładowe obiekty, które nie zostały uwzględnione na obrazie binarnym (Fig. 2b)

PARAMETRY POMIAROWE.

Obraz binarny jest podstawą do wszelkich obliczeń wielkości geometrycznych. Ustalono, że dla analizowanych zdjęć odległości 500 μ m odpowiadają na obrazie 365 piksele, czyli 1 piksel = 1,37 μ m.

Spośród dużej ilości parametrów geometrycznych dostępnych w używanym oprogramowaniu (do analizy obrazu zastosowano programy *Aphelion* v3.2 oraz *MicroMorph* 1.3), do realizacji celu badań wybrano jedynie niektóre.

Analiza poziomów szarości obiektów

Przy zastosowaniu metod automatycznej analizy obrazu możliwa jest analiza odcieni szarości badanych obiektów. Dla każdego z nich można wyznaczyć parametry minimalnego i maksymalnego odcienia, średniego poziomu szarości obiektu, odchylenia standardowego szarości na obiektach, itp.

Na podstawie parametru średniego poziomu szarości dokonano podziału analizowanych obiektów na nieprzeźroczyste i przeźroczyste. Dokonano tego przyjmując jako granicę pomiędzy obiektami "nieprzeźroczystymi" i "przeźroczystymi" optycznie wartość średniego poziomu szarości równą 20 (należy zaznaczyć, że piksele czarne odpowiadają wartości 0, natomiast piksele białe wartości równej 255). Na figurze 4 przedstawiono rezultat takiego podziału.

Dzięki analizie poziomów szarości obiektów z analizowanych zdjęć wyodrębniono minerały optycznie przeźroczyste i nieprzeźroczyste minerały rudne.



Fig. 4. Podział minerałów na "nieprzeźroczyste" (b) i "przeźroczyste"(c).

Pole powierzchni

Najprostszym, a jednocześnie stosunkowo najdokładniejszym parametrem wyznaczalnym z obrazów binarnych jest pole powierzchni poszczególnych ziaren. Pozwala ono w prosty sposób porównać wielkość obiektów (minerałów) w poszczególnych próbkach a także między sobą zestawiając minerału przeźroczyste i nieprzeźroczyste, a także badane szczegółowiej ziarna cyrkonu.

Długość obwodu

W celu wyliczenia długości obwodów obiektów wykorzystuje się formułę Craftona. Polega ona na wykorzystaniu zasady Cauchy'ego:

$$L = \int_{0}^{\pi} D(\alpha) d\alpha$$

gdzie: L – obwód, α – kąt rzutu, D(α) – długość rzutu.

Z formuły tej, po przekształceniach, otrzymuje się formułę Craftona dla siatki kwadratowej. Dla obrazu dyskretnego, przy siatce kwadratowej ograniczamy się do sumowania rzutów w czterech podstawowych kierunkach siatki i uwzględniamy różnice odległości pomiędzy kątami 0 i 90 a 45 i 135 stopni. Formuła ta przyjmuje postać:

$$L = \frac{\pi}{4} \cdot [a \cdot (N_0 + N_{90}) + \frac{a}{\sqrt{\pi}} (N_{45} + N_{135})]$$

gdzie: N_0 , N_{45} , N_{90} , N_{135} – rzuty figury dla wybranych kierunków rzutowania, a – odległość punktów siatki.

Współczynniki kształtu

W celu opisu kształtu obiektów stosowano tzw. współczynniki kształtu. Najczęściej wykorzystywany współczynnik kształtu zdefiniowany jest jako:

$$R_{S} = \frac{4 \cdot \pi \cdot S}{L^{2}}$$

gdzie: L – długość obwodu obiektu, S – pole powierzchni obiektu.

Cechą tego bezwymiarowego współczynnika jest to, że przyjmuje on wartość 1 dla obiektów o kształcie koła i odbiega tym bardziej od wartości 1 im bardziej obiekt odbiega od kształtu koła

W pracy oparto się na współczynnikach kształtu wyznaczonych ze średnic Fereta. Określają one stopień wydłużenia obiektu. Jest to stosunek maksymalnej do minimalnej średnicy Fereta (Rmax/Rmin) (Tadeusiewicz, Korohoda 1997).

$$R_F = \frac{R_{\max}}{R_{\min}}$$

Parametr ten wynosi 1 dla obiektów zbliżonych do koła i rośnie wraz z wydłużeniem obiektu.

Identyfikacja minerałów cyrkonu

Pomimo wielu prób nie udało się skonstruować algorytmu, który w sposób w pełni automatyczny identyfikowałby minerały cyrkonu. Dlatego też zdecydowano się, na "ręczną" ich detekcję. Polega ona na tym, że program w sposób automatyczny tworzy obraz binarny wszystkich minerałów, po czym obserwator przy pomocy myszki zaznacza te obiekty, które są cyrkonami. Informacja taka jest wystarczająca, aby prowadzone były dalsze, automatyczne pomiary parametrów geometrycznych cyrkonów.

WYNIKI BADAŃ

Analiza poziomów szarości

Analiza poziomów szarości minerałów pozwoliła wyodrębnić obiekty przeźroczyste i nieprzeźroczyste minerały rudne, zawarte w analizowanych preparatach. Na wykresie (Fig. 5) przedstawiono udziały procentowe minerałów przeźroczystych i nieprzeźroczystych. Poszczególnym kolumnom przyporząd-kowano kolejne analizowane próbki skalne. Ułożono je w ten sposób, aby na każdym kolejnym słupku wykresu wzrastała zawartość procentowa minerałów przeźroczystych, a co za tym idzie malała zawartość minerałów nieprzeźroczystych.



Fig. 5. Stosunek [%] minerałów przeźroczystych do nieprzeźroczystych w badanych skałach.

Zauważono, że stosunek procentowy minerałów przeźroczystych do nieprzeźroczystych nie jest uzależniony od typu litologicznego skały. Najmniejsza zawartość przeźroczystych minerałów obserwowana jest w mułowcu z odwiertu Kurowo-1, a największa w mułowcu z Daszewa-3. W pięciu na siedem badanych skał zdecydowanie dominują minerały przeźroczyste (jest ich ponad 70%), jedynie w dwóch mułowcach (Kr-1/22 i Da-3/22) przeważa materiał nieprzeźroczysty.

Pomiar pól powierzchni i obwodów

Określono pola powierzchni i obwody wszystkich minerałów ciężkich. Średnie pola powierzchni minerałów przeźroczystych i nieprzeźroczystych oraz cyrkonów zostały przedstawione na Figurze 6.

Należy zaznaczyć, że stosowany w analizie obrazu proces filtracji wykluczył z dalszych pomiarów obiekty o powierzchni mniejszej niż 200µm² (0,0002mm²). Największe analizowanie pola powierzchni stwierdzono wśród minerałów nieprzeźroczystych występujących w arenicie litycznym (BS-2/62), dolomicie marglistym (BS 2/51) oraz mułowcu (Da-/22). Próbki BS-2/62 i BS 2/51 zawierały także minerały przeźroczyste o największych polach powierzchni. Najmniejsze ziarna, zgodnie z oczekiwaniem, stwierdzono w łupku ilastym (Da-3/10). Zaskakującą rozbieżność wielkości średnich pól powierzchni zaobserwowano wśród minerałów ciężkich występujących w arenitach litycznych. Obie skały należą do grupy skał średniookruchowych, ale zespoły minerałów ciężkich w nich występujące zdecydowanie odbiegają od siebie pod względem wielkości. BS-2/62 zawiera przede wszystkim duże ziarna, średnio około 7000µm²





Fig. 6. Średnie pola powierzchni minerałów ciężkich wyseparowanych z wybranych próbek skalnych.

Należy zaznaczyć, że stosowany w analizie obrazu proces filtracji wykluczył z dalszych pomiarów obiekty o powierzchni mniejszej niż 200µm² (0,0002mm²). Największe analizowanie pola powierzchni stwierdzono wśród minerałów nieprzeźroczystych występujących w arenicie litycznym (BS-2/62), dolomicie marglistym (BS 2/51) mułowcu (Da-/22). **BS-2/62** oraz Próbki i BS 2/51 zawierały także minerały przeźroczyste o największych polach powierzchni. Najmniejsze ziarna, zgodnie z oczekiwaniem, stwierdzono w łupku ilastym (Da-3/10). Zaskakującą rozbieżność wielkości średnich pól powierzchni zaobserwowano wśród minerałów ciężkich występujących w arenitach litycznych. Obie skały należą do grupy skał średniookruchowych, ale zespoły minerałów ciężkich w nich występujące zdecydowanie odbiegają od siebie pod względem wielkości. BS-2/62 zawiera przede wszystkim duże ziarna, średnio około 7000µm² każde, natomiast BS-2/32 charakteryzuje sie niewielkimi średnimi polami powierzchni minerałów ciężkich.

Wyniki analiz średnich pól powierzchni dały praktycznie identyczne rezultaty jak algorytm liczący średnie obwody minerałów.

Przeprowadzono także analizy rozkładu wielkości pól powierzchni minerałów w badanych próbkach. W niniejszym opracowaniu zamieszczono jedynie wybrane wykresy: arenitu litycznego BS-2/32, dolomitu marglistego BS-2/51oraz łupka ilastego Da-2/51 (Fig. 7). Wszystkie analizowane grupy minerałów (przeźroczyste, nieprzeźroczyste oraz cyrkony) charakteryzują się rozkładem jednomodalnym, zbliżonym do rozkładu normalnego. Minerały cyrkonu są stosunkowo najmniej zróżnicowane wielkościowo, a największe wahania wielkościowe obserwuje się pośród minerałów nieprzeźroczystych.







Fig. 7. Rozkład pól powierzchni minerałów ciężkich (przeźroczystych, nieprzeźroczystych i cyrkonów) w wybranych próbkach skalnych.

Polo pouriorzobni um²

Pomiar średnic Fereta i współczynników kształtu

Współczynnik kształtu wyznaczony ze średnic Fereta pozwolił określić wydłużenie poszczególnych minerałów ciężkich (Fig. 8). Pomiary przeprowadzono dla wszystkich próbek skalnych. W pracy zamieszczono przykładowe wykresy – histrogramy mułowców (Kr-1/14 i Kr-1/32) oraz arenitu litycznego (Bs-2/32).

We wszystkich badanych preparatach minerały ciężkie przeźroczyste (oprócz cyrkonów) i nieprzeźroczyste charakteryzują się wysłużeniem rzędu 1 do 2, z maksimum w 1,2, co świadczy o dużym stopniu obtoczenia i kształtach zbliżonych do okręgu. Minerały cyrkonu przyjmują zwykle wartości od 1 do około 3, z maksimum od 1,8 do 2,2, co świadczy o ich wydłużeniu i mniejszym obtoczeniu. Wnioskować stąd można, że wśród kryształów cyrkonu dominuje materiał pochodzenia wulkanogenicznego, o ostrych konturach i stosunkowo dużym wydłużeniu-elongacji. Pozostałe minerały ciężkie – przeźroczyste jak i nieprzeźroczyste minerały rudne wykazują duży i średni stopień obtoczenia (Pettijohn et.al. 1972) i niewielkie wydłużenie osobników.

WNIOSKI

Wśród dolnokarbońskich, wulkanokalstycznych skał Pomorza Zachodniego występuje duża różnorodność minerałów ciężkich i rudnych. Po przeprowadzeniu szczegółowych badań zaobserwowano jednak, że minerałów prawie wszystkich typach litologicznych skał występują zbliżone zespoły minerałów ciężkich (Godyń, et.al 2001). Dodatkowo, także ich ilość, wykształcenie i geometria nie odbiegają zasadniczo od siebie, niezależnie, jaka skała jest analizowana. Badając różne typy litologiczne skał można wysnuć wniosek, że otrzymamy zbliżone wyniki charakteryzujące cechy morfologiczne i iloścowo-jakościowe minerałów ciężkich. W karbońskich formacjach wulkanoklastycznych istnieją jednak skały, gdzie frakcja ciężka wykazuje odmienne cechy jakościowe i ilościowe (Godyń, Muszyński, 2002). Metody automatycznej analizy obrazu mogą ułatwić rozpoznanie takich właśnie, nietypowych zespołów minerałów ciężkich, czy też ziaren o innej genezie, kształcie, różniących się od "typowych" składników mineralnych w badanych skałach wulkanoklastycznych.

Ze względu na znaczną automatykę przeprowadzanych pomiarów, możliwe stało się przeanalizowanie szerokiego spektrum parametrów pomiarowych przydatnych w opisie ilościowo-jakościowym minerałów i skał na bardzo dużej liczbie obiektów.

Metody automatycznej analizy obrazu nie są dotychczas powszechnie wykorzystywane do badań ilościowych minerałów ciężkich. W niniejszej pracy wykazano natomiast, że mogą one byś z powodzeniem używane do określania niektórych cech morfologicznych minerałów (m.in. kształt, wielkość, wydłużenie minerałów i inne parametry, niewykorzystane w pracy). Metody automatyczne pozwalają w znacznym stopniu przyspieszyć żmudne i czasochłonne pomiary wykonywane za pomocą tradycyjnych metod pomiarowych (np. analiza punktowa lub liniowa). Dodatkowo, analiza obrazu pozwala na opis badanych obiektów przy

pomocy dużej liczby parametrów geometrycznych, w większości niedostępnych, gdy pomiar wykonywany jest tradycyjnymi technikami.



Fig. 8. Zastosowanie średnic Fereta do określenia wydłużenia poszczególnych minerałów ciężkich z wybranych próbek skalnych.

Podziękowania. Część prezentowanych badań zostało wykonanych w ramach projektu badawczemu finansowanego przez Ministerstwo Nauki i Informatyzacji (Grant nr 5 T12B 045 25).

LITERATURA

- GODYŃ K., MŁYNARCZUK M., 2004: Methods of image analysis in morphological and quantitative-qualitative investigations of heavy minerals from lower carboniferous rocks of Western Pomerania. Pol. Tow. Mineral. Prace Spec., 24: 171-174.
- GODYŃ K., MUSZYŃSKI M., 2002: An unusual fraction of heavy minerals from the lower carboniferous of Western Pomerania (NW Poland). Miner. Polon. 33, 1: 35-52.
- GODYŃ K., MUSZYŃSKI M., RATAJCZAK T., 2002: Różnorodność minerałów ciężkich wśród wybranych skał karbonu dolnego Pomorza Zachodniego. Slovensko-česko-polské mineralogicko-petrograficko ložiskowé dni. Herlany (Słowacja), 27-29.08.2002. Zborni abstraktov: 16.
- MATYJA H., TURNAU E., ŻBIKOWSKA B., 2000: Lower Carboniferous (Missisippian) stratigraphy of northwestern Poland: conodont, miospore and ostracod zones compared. Ann. Soc. Geol. Pol., 70: 193-217.
- MUSZYŃSKI M., 1975: Minerały ciężkie w utworach karbońskich północnozachodniej Polski. Spraw. Pos. Kom. Nauk. O/PAN w Krakowie, 18, 1: 220-223.
- MUSZYŃSKI M., GODYŃ K, GÓRNIAK K, PROTAS A., RATAJCZAK T., GAWEŁ A., SZYDŁAK T., 2001: Heavy mineral assemblages in selected profiles of the Lower Carboniferous of Western Pomerania. Pol. Tow. Mineral. Prace Spec., 18: 138-143.
- PETTIJOHN F. J., POTTER, P.E., SIEVER, R. 1972: Sand and Sandstone. Springer Verlag. Berlin
- RYŚ J., 1982: Metalografia ilościowa. Skrypt uczelniany nr 847. Wyd. AGH, Kraków.
- TADEUSIEWICZ R, KOROHODA P., 1997: Komputerowa analiza i przetwarzanie obrazów. Wydawnictwo Fundacji Postępu Telekomunikacji.

POLSKIE TOWARZYSTWO MINERALOGICZNE – PRACE SPECJALNE MINERALOGICAL SOCIETY OF POLAND – SPECIAL PAPERS Zeszyt 27, 2005; Volume 27, 2005

Mariusz MŁYNARCZUK⁸, Teresa RATAJCZAK¹

GEOMETRYCZNY OPIS MORFOLOGII WYBRANYCH MINERAŁÓW RUDNYCH PRZY UŻYCIU METOD AUTOMATYCZNEJ ANALIZY OBRAZÓW

Abstrakt: Praca skupia się na analizie możliwości zastosowania metod automatycznego przetwarzania obrazu do geometrycznego opisu minerałów rudnych. Analizowane preparaty były zazwyczaj dobrze kontrastowe więc proces ich automatycznej binaryzacji nie nastręczał większych trudności. W badaniach skupiono się więc na innego rodzaju problemach, które niesie ze sobą analiza ilościowa tych skał. W szczególności na właściwym doborze parametrów opisujących analizowane ziarna oraz na metodyce pomiarów minerałów rudnych w przypadku, gdy obserwowane obiekty zdecydowanie różnią się między sobą wielkością. Rezultaty opisywanych badań dowodzą, że użyta metodyka pomiarowa, jak żadna inna, pozwala na szczegółową charakterystykę stereologiczną minerałów rudnych oraz prowadzi do znacznego przyspieszenia pomiarów w stosunku do wykonywanych za pomocą tradycyjnych metod analitycznych.

Słowa kluczowe: analiza obrazu, minerały rudne, stereologia

Geometrical description of morphology of selected ore minerals applying automatic image analysis

Abstract: The authors describe possibilities offered by automatic image analysis in geometrical description of ore minerals. The minerals studied in polished sections were usually well contrasted, thus their automatic binarization was relatively easy. Investigations were centred, therefore, on other problems faced in microscope quantification of such ore minerals. Of particular importance are the proper selection of parameters describing the grains analysed and the methodology of measurements of ore minerals with significantly different sizes. The results obtained have revealed that the methods applied, as no other ones, are successful in detailed stereological characterization of ore minerals and distinctly accelerate such measurements in comparison to those carried out with traditional methods.

Key words: image analysis, ore minerals, stereology

WSTĘP

Badania dotyczące opisu minerałów rudnych przy użyciu metod automatycznej analizy obrazu opierały się na obserwacjach preparatów mikroskopowych w świetle spolaryzowanym. Dotyczyły one zarówno płytek cienkich jak i zgładów. Cechy optyczne identyfikowanych minerałów były na tyle zróżnicowane, że nie nastręczały większych trudności podczas segmentacji. W tym celu można było używać jedynie przekształcenia binaryzacji. Niekiedy operacja ta była uzupełniana

⁸Instytut Mechaniki Górotworu; Polska Akademia Nauk, ul. Reymonta 27, 30-059 Kraków

o filtrację obrazu przed, lub po binaryzacji. Jedynymi problemami, jakie napotkano podczas segmentacji były te, wynikające ze stykania się obiektów. Prowadzić to mogło do traktowania (przez programy komputerowe) kilku stykających się ziarn jako jednej całości – jednego obiektu. W większości jednak przypadków, problem ten udało się rozwiązać poprzez wykorzystanie algorytmu podziału ziarn opartego na przekształceniu watershed'u (Beucher 1990, Wojnar, Majorek 1994).

W pracy przedstawiono możliwości zastosowania analizy obrazu dla opisu trzech struktur: pirytu obecnego w węglu kamiennym, minerałów manganu ze skał skał węglanowych oraz chalkopiryt i chalkozyn z piaskowców monokliny przedsudeckiej (obserwowanych na płytkach cienkich i szlifach). Dobór materiału analitycznego wynikał głównie z kontrastowości cech optycznych minerałów rudnych i tła skalnego, będącej gwarantem powodzenia badań. Dla każdej z tych struktur niezbędnym okazało się utworzenie indywidualnego algorytmu postępowania.

PIRYTY WYSTĘPUJĄCE W WĘGLU

Koncentrat pirytu uzyskano poprzez wzbogacenie w cieczach ciężkich sproszkowanego węgla kamiennego z kopalni *Siersza* w Trzebini. W celu charakterystyki stereologicznej ziarn pirytu zarejestrowano obrazy mikroskopowe 25 pól. Rozmieszczono je równomiernie na zgładzie koncentratu. Zdjęcia wykonywano przy powiększeniu 200x. Wielkość rejestrowanego pola wynosiła 710 × 533 µm, a rozdzielczość wykonanych zdjęć 743 × 557 pikseli. Obraz takiego pola przedstawiono na Fig. 1a^{*}.



Fig 1. Obraz mikroskopowy koncentratu pirytu. Światło odbite, 1 Nikol, pow. 200x (a) oraz wynik binaryzacji ziarn (b).

Uzyskany obraz poddawany był filtrowaniu drogą otwarcia i zamknięcia przez rekonstrukcję. Następnie dokonywano jego binaryzacji poprzez wykorzystanie funkcji progowania. Na uzyskanym obrazie binarnym przeprowadzono operację

^{*} Kolorowe wersje wybranych figur zamieszczono na końcu tomu.

"zamykania otworów" stwierdzonych w ziarnach pirytu. Podzielono też stykające się obiekty (wykorzystano metodę watershed'u). Następnie wyeliminowano najmniejsze obiekty (najmniejsze ziarna piryty). Użyto do tego otwarcia przez rekonstrukcję. Obraz uzyskany po opisywanych operacji przedstawiono na Figurze 1b.

Do dalszych analiz wybrano tylko te ziarna pirytu, które w całości znajdują się w polu obrazu mikroskopowego. Są one zaznaczone na Figurze 2a. Obraz b (Fig. 2) przedstawia wybrane ziarna po operacji labelingu – numerowania obiektów (Tadeusiewicz, Korohoda 1997). Każdy obiekt zaznaczono innym kolorem. Kolory prezentowane na obrazie b (Fig. 2) mają jedynie walor poglądowy i mówią o poprawnym – lub nie, podziale obiektów.



Fig. 2. Obraz binarny pirytu po eliminacji obiektów brzegowych (a), oraz wynik "labelingu" obiektów – każde ziarno zaznaczono innym kolorem (b).

Do charakterystyki morfologicznej ziarn pirytu wykorzystano następujące parametry (Tadeusiewicz, Korohoda 1997):

- pola powierzchni ziarn,
- długości obwodów ziarn,
- standardowych współczynników kształtu,
- współczynników kształtu wyznaczonych ze średnic Fereta.

Otrzymane wyniki zestawiono w Tabeli 1. Uzyskano je mierząc obiekty – ziarna pirytu na 25 zarejestrowanych polach pomiarowych. Graficznie niektóre z nich przedstawione są na Figurach 3 i 4.

Tabela 1. Wyniki pomiarów podstawowych parametrów geometrycznych analizowanych

ziarn koncentratu pirytu.

	Wartość średnia				
Ilość zmierzonych obiektów	Pola powierzchni [µm ²]	Długość obwodu ziarn [µm]	Standardowego współczynnika kształtu	Współczynnik kształtu wyznaczonego ze średnic Fereta	



Fig 3. Rozkład pól powierzchni (a) oraz długości obwodów (b) dla zmierzonych ziarn



Fig 4. Rozkład współczynników kształtu: standardowego (a) oraz wyznaczonego ze średnic Fereta (b).

MINERAŁY MANGANU

Podstawę opisywanych w tym rozdziale badań stanowiły skały węglanowe okruszcowane minerałami manganu – psylomelanem i piroluzytem. Pochodziły one z rdzeni wiertniczych wykonanych w podłożu monokliny śląsko-krakowskiej.

Zdjęcia mikroskopowe służące realizacji pomiarów (fig. 5) zarejestrowano przy powiększeniu wynoszącym 50x. Badane pole miało rozmiar 2840 x 2132 μm. Rozdzielczość wykonanych zdjęć wynosiła 743x557 pikseli.

Zasadniczym problemem w trakcie dokonywania badań była różna wielkość ziarn minerałów manganu. Największe z nich nie mieszczą się w polu widzenia. Powodowało to ich eliminację z dalszej analizy. Natomiast rozmiary najmniejszych wymuszały zwiększenie stosowanego powiększenia mikroskopowego. Utrudnia to z kolei lub wręcz uniemożliwia przeprowadzenie obserwacji całej struktury.



Fig. 5. Obrazy mikroskopowe pól rejestrowanych w skałach węglanowych z minerałami manganu. Światło przechodzące, 1 Nikol. Pow. 50x.

Tego typy problemy można rozwiązywać poprzez "sklejenie" kilku zdjęć w pamięci komputera (Młynarczuk 2000). Zarejestrowano 16 zdjęć mikroskopowych, na których analizowane pola położone były obok siebie (4 rzędy po 4 zdjęcia) i lekko na siebie zachodziły. Istnienie wspólnych fragmentów struktury na sąsiadujących zdjęciach pozwoliło na dokładne odtworzenie w komputerze wzajemnego położenia rejestrowanych obszarów. Wynik "sklejenia" 16 zdjęć mikroskopowych pokazano na figurze 6. Uzyskany obraz posiadał rozdzielczość 2821 x 2091 pikseli. W rzeczywistości odpowiadał wielkości 10 783 x 7 992 μm.

Na figurze 7 przedstawiono wynik segmentacji "sklejonego" obrazu (po eliminacji obiektów brzegowych). W tabeli 2 zestawiono wyniki pomiarów dla tego obrazu.

	Wartość średnia				
Ilość zmierzonych obiektów	Pola powierzchni [µm ²]	Długości obwodu ziarn [µm]	Standardowego współczynnika kształtu	Współczynnik kształtu wyznaczonego ze średnic Fereta	
41 878	213,72	48,35	0,847	0,664	

Tabela 2. Wyniki podstawowych parametrów geometrycznych analizowanych ziarn minerałów manganu w skałach węglanowych.

Figura 8 przedstawia histogramy wielkości obiektów analizowanych na obrazie 7. Histogram na figurze 8a dotyczy wszystkich obiektów. Natomiast w przypadku histogramu 8b wyeliminowano największe z nich. Stanowiły one 1% populacji. Tabela 3 podaje zestawienie wartości pól powierzchni dla owego 1% (dużych) obiektów i pozostałych 99% (małych) obiektów.



Fig. 6. Wynik "sklejania" 16 zdjęć mikroskopowych minerałów manganu występujących w skałach węglanowych. Światło przechodzące, 1 nikol. Pow. 50x.



Fig. 7. Wynik segmentacji obrazu z Fig. 6.



Fig. 8. Histogram wielkości wszystkich obiektów z Figury 7 (a) oraz histogram z wyeliminowaniem 1% największych obiektów (b).

Tabela 3. Udział dużych i małych obiektów (minerałów Mn) na analizowanym obrazie mikroskopowym (Fig. 7).

Rodzaj obiektu	Pole powierzchni [µm ²]	Ilość obiektów	Suma pól powierzchni [µm ²]	Średnia powierzchnia [µm ²]
ziarna małe	14,6 ÷ 1470	43 820	6 287 222	144
ziarna duże	$1470 \div 455\ 735$	442	3 177 051	7 188

Ogląd obrazów mikroskopowych skał węglanowych okruszcowanych minerałami Mn wskazywał, że minerały te przybierały niekiedy podłużne kształty a ich rozmieszczenie charakteryzowało się wyraźnie ukierunkowanym ułożeniem (fig. 9). Sytuacja taka sprowokowała analizę kierunków tego ułożenia. W tym celu zarejestrowano zdjęcia mikroskopowe 25 pól pomiarowych. Każde z nich poddano binaryzacji.



Fig. 9. Zdjęcia mikroskopowe minerałów manganu z zaznaczającym się ukierunkowaniem. Światło przechodzące, 1 Nikol. Pow. 50x.



Fig 10. Próba ustalenia ukierunkowania ułożenia minerałów Mn. Na osiach podano: kierunek, oraz średnią długość obiektów w danym kierunku (wyliczona przy pomocy średnic Fereta).

Z uzyskanych pomiarów usunięto dane dotyczące największych obiektów. Następnie, dla każdego minerału Mn wyliczono wielkość średnic Fereta w 16 kierunkach. Kierunek, dla którego obliczona wartość była największa wyznaczał ukierunkowanie analizowanego obiektu. Uśrednione wartości średnic Fereta przedstawia róża kierunków z figury 10.

MINERAŁY MIEDZI

Podstawę badań opisanych w niniejszym rozdziale stanowiły piaskowce pochodzące z monokliny przedsudeckiej. Były one okruszcowane minerałami miedzionośnymi - chalkopirytem i chalkozynem, a także pirytem. Pomiarów dokonywano na płytkach cienkich i szlifach.

W przypadku analizy szlifu zarejestrowano na nim 25 obrazów. Powiększenie wynosiło 100x. Przykładowe zdjęcie struktury piaskowca z mineralizacją Cu przedstawiono na fig. 11a. Rejestrowane pola miały rozmiar 1420 x 1066 μm. Rozdzielczość wykonanych zdjęć wynosiła 743x557pikseli.

W celu ustalenia udziału objętościowego minerałów miedzi w piaskowcu, każde zdjęcie mikroskopowe rozłożono na składowe RGB, a następnie kanał G poddano funkcji progowania. Na otrzymanym obrazie binarnym (fig. 11b) wyznaczono udział procentowy rudy. Wynosił on 11,28%. Średni udział procentowy minerałów miedzi dla wszystkich 25 analizowanych zdjęć posiadał wartość 11,46%.

Obserwacje mikroskopowe zgładów polerowanych pozwalały wyróżnić dwa rodzaje minerałów. Jeden z nich -piryt przybierał barwę białą. Można go było
zidentyfikować analizując kanał Y systemu kolorów CMYK (Pitas, 2000). Drugi – chalkopiryt posiadał barwę żółtawą. Figura 12 przedstawia schemat wykonanej segmentacji. W wyniku analizy stwierdzono, że udział procentowy pirytu wynosił 0,68% a chlalkopirytu 27,9%.



Fig. 11. Obraz mikroskopowy piaskowca miedzionośnego (a) oraz wynik segmentacji rud miedzi (b). Światło przechodzące, 1 Nikol. Pow. 100x.



Fig. 12. Schemat binaryzacji dwóch rodzajów minerałów. (a) obraz wejściowy; (b) kanał C systemu CMYK; (c) kanał Y systemy CMYK; (d) binaryzacja obrazu z fig. b – czyli detekcja rudy o zabarwieniu żółtawym (chalkopiryt); (e) binaryzacja obrazu z fig. b – czyli detekcja rudy o zabarwieniu białym (piryt).

WNIOSKI

Opisywana metoda jak żadna inna pozwala na szczegółową charakterystykę stereologiczną minerałów rudnych. Przeprowadzone badania i osiągnięte wyniki wskazują na realną szansę przyspieszenia pomiarów w stosunku do tych, wykonywanych przy pomocy tradycyjnych metod analitycznych. Jej zaletą jest także możność opisania badanych za pomocą dużej liczby parametrów geometrycznych. Wydaje się, że ten kierunek aplikacji automatycznej analizy obrazu wymaga dalszego zainteresowania. Istnieje bowiem możliwość wykorzystania uzyskanych w ten sposób rezultatów w procesach przeróbki i wzbogacania kopalin oraz rud. Pewną wadą metody może wydawać się konieczność tworzenia nowych algorytmów analizy dla każdego typu struktury.

Jednakże prowadzone badania wskazują, że w przypadku analizy minerałów rudnych proces tworzenia takowych algorytmów zazwyczaj nie bywa zadaniem zbyt skomplikowanym.

LITERATURA

- BEUCHER S., 1990: Segmentation d'Images et Morphologie Mathematique. PhD Thesis, Ecole des Mines de Paris.
- MŁYNARCZUK M. 2000: Metoda uzyskiwania mikroskopowych obrazów dużych pól pomiarowych w oparciu o przekształcenia morfologii matematycznej i analizy obrazów. Prace Instytutu Mechaniki Górotworu PAN, 2, 3-4.
- PITAS I., 2000: Digital Image Processing Algorithms and Applications. New York, John Wiley & Sons, Inc.

SERRA J., 1982: Image Analysis and Mathematical Morphology, Academic Press.

- TADEUSIEWICZ R, KOROHODA P, 1997: Komputerowa analiza i przetwarzanie obrazów. Wydawnictwo Fundacji Postępu Telekomunikacji.
- WOJNAR L., MAJOREK M., 1994: Komputerowa analiza obrazu. Fotobit Design. Kraków.

POLSKIE TOWARZYSTWO MINERALOGICZNE – PRACE SPECJALNE MINERALOGICAL SOCIETY OF POLAND – SPECIAL PAPERS Zeszyt 27, 2005; Volume 27, 2005

Aleksander PROTAS⁹

ILOŚCIOWA ANALIZA MIKROSKOPOWA SKAŁ W GEOLOGII NAFTOWEJ I JEJ PRAKTYCZNE WYKORZYSTANIE

Abstrakt: Ilościowa analiza mikroskopowa skał w geologii naftowej wykorzystywana jest głównie przy charakterystyce właściwości zbiornikowych serii złożowych. Jednymi z głównych, określanych w trakcie badań laboratoryjnych jest porowatość i przepuszczalność. Ich interpretacja odbywa się zazwyczaj z uwzględnieniem oddziaływania na osady procesów diagenetycznych. Uzyskiwane wyniki umożliwiają bardziej wiarygodną interpretację materiałów geologiczno-geofizycznych, służąc praktycznemu ich wykorzystaniu.

W artykule dokonano próby uzasadnienia możliwości wykorzystania ilościowych pomiarów mikroskopowych niektórych parametrów skał w celu charakterystyki ich właściwości kolektorskich. Dokonano tego w przypadku szczególnie znaczących polskiej geologii naftowej odmian skał – cechsztyńskiego dolomitu głównego utworów czerwonego spągowca.

Słowa kluczowe: dolomit główny, czerwony spągowiec, właściwości zbiornikowe, analiza ziarnistości, metody interpretacji.

Microscope mineral quantification of rocks in petroleum geology and its applications

Abstract: Petroleum geology utilizes microscope quantification of mineral composition of rocks mainly in characterizing reservoir properties of oil- and gas-bearing sediments. Porosity and permeability are major such features determined in laboratory measurements. They are interpreted usually in relation to diagenetic processes in the sediments. The results make geological and geophysical interpretation more reliable and applicable in practice.

The author presents an attempt to introduce microscope quantification of some rock parameters in characterizing reservoir properties of rock series. Possible applications have been shown on the basis of the rocks significant in Polish petroleum geology, i.e. the Zechstein boundary dolomite and the Rotliegendes detrital rocks.

Keywords: boundary dolomite, Rotliegendes, reservoir properties, grain-size analysis, interpretation methods

WSTĘP

Ilościowa analiza mikroskopowa skał w geologii naftowej wykorzystywana jest głównie przy charakterystyce właściwości zbiornikowych serii złożowych. Podstawowym materiałem do badań są rdzenie wiertnicze, czasami wykorzystuje się

⁹ Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo S.A., Departament Poszukiwania Złóż, Ośrodek Północ w Pile, Pl. Staszica 9, 64 – 920 Piła

również próbki okruchowe. Jednym z głównych parametrów ilościowych, określanych w trakcie badań laboratoryjnych jest porowatość i przepuszczalność skał zbiornikowych. Badania te rozszerzane są często o analizę wpływu procesów diagenetycznych, które mają decydujący wpływ na zmienność tych parametrów.

Badania ilościowe w geologii naftowej wykorzystywane są przez różnych specjalistów (geologów dokumentatorów, sedymentologów, petrografów, petrologów, geofizyków). Dane te umożliwiają bardziej wiarygodną interpretację materiałów geologiczno – geofizycznych (Protas 1982).

W artykule przedstawione zostały ilościowe metody analizy mikroskopowej skał zbiornikowych cechsztyńskiego dolomitu głównego i utworów czerwonego spągowca na Niżu Polskim oraz wybrane przykłady ich prezentacji graficznej. Bardziej szczegółowo, problematyka jest przedstawiona w pracach Protasa et al. (1995) oraz Protasa (2004 red.). Zaprezentowano w nich metodykę badania różnych skał oraz możliwości interpretacyjne otrzymanych wyników analiz podstawowych.

ILOŚCIOWA ANALIZA MIKROSKOPOWA UTWORÓW DOLOMITU GŁÓWNEGO (Ca2)

Dolomit główny (Ca2)

Analiza składu mineralnego

Utwory dolomitu głównego analizowane są w celu ustalenia ich składu mineralnego. Badania te obejmują standardową analizę składu chemicznego (CaO, MgO, SO₃, Fe₂O₃, części nierozpuszczalnych w HCl). Z uzyskanych danych wylicza się stechiometryczny skład mineralny skał węglanowych cechsztyńskiego dolomitu głównego.

Wyniki tych analiz wykorzystywane są przy konstrukcji map paleogeograficznych, a głównie do określenia zasięgu i przebiegu granicy między litofacją wapienną i dolomitową w utworach węglanowych Ca2. Bardzo pomocny w tej analizie jest fakt zachowania pierwotnej, od czasu sedymentacji utworów dolomitu głównego, granicy pomiędzy wapiennymi utworami głębokomorskimi a dolomitowymi utworami płytkomorskimi platformy węglanowej.

Uzupełnieniem analizy składu mineralnego są fazowe badania (rentgenograficzne) oraz morfologiczne z wykorzystaniem mikroskopu elektronowego i mikrosondy.

Korelacja profilu sedymentologicznego z właściwościami zbiornikowymi

Jest to kolejny etap interpretacji badań podstawowych dotyczących wykształcenia utworów węglanowych Ca2 i ich właściwości zbiornikowych. Realizowany jest poprzez wykorzystanie badań jakościowych (sedymentologicznych) i ilościowych (przepuszczalność/porowatość).

Zestawienie tych danych informuje o związku właściwości zbiornikowych z wykształceniem mikrofacjalnym utworów Ca2 oraz wpływie procesów diagenetycznych na ich postsedymentacyjne zmiany.

Analiza jakościowa i ilościowa składu mineralnego metodą dyfrakcji rentgenowskiej

Analiza rentgenograficzna (ilościowa i jakościowa) stanowi uzupełnienie badań składu mineralnego skał węglanowych Ca2. Umożliwia też identyfikację śladowych ilości składników mineralnych nie stwierdzonych tradycyjnymi analizami mineralogiczno-petrograficznymi (np.: minerały ilaste, skalenie, kwarc). Zaliczane są one do części nierozpuszczalnymi w HCl lub rozpuszczalnych czy wypłukanych jak np.: halit, bituminy stałe (Tab. 1).

Nr próbki	Głębokość	Kalcyt	Dolomit	Anhydryt	Kwarc	Plagioklaz	Piryt	Minerały
piooki	(111)		-	-	_		-	nuste
1	2922,90	77	3	1	7	4	2	3
2	2923,20	57	5	1	16	10	4	4
3	2924,20	86	2	4	1	1	1	2
4	2924,90	43	5	7	20	15	5	2
5	2925,30	37	8	2	22	14	5	9
6	2925,80	40	11	3	17	14	5	7
7	2926.60	1	27	63	2	2	1	<2

Tabela 1. Skład mineralny utworów dolomitu głównego z otworu wiertniczego Resko-3. Analiza wykonana metodą dyfrakcji rentgenowskiej (XRD) [% wag]

Analiza ilościowa zawartości składników śladowych

Wykonuje się ją z wykorzystaniem mikrosondy elektronowej. Umożliwia ona identyfikację wybranych minerałów, występujących zazwyczaj w niewielkich ilościach. Jako przykład może tu posłużyć identyfikacja dwóch odmian mineralogicznych celestynu (bezbarowego i z domieszką baru) w profilu Ca2 z otworu wiertniczego Resko-3 (Pomorze Zachodnie).

Wykorzystywana jest też do identyfikacji skaleni występujących jako domieszki w utworach dolomitu głównego. Pozwoliła również na identyfikację bituminów stałych i halitu obecnych w przestrzeni porowej skał zbiornikowych dolomitu głównego w profilach Ca2 z otworów wiertniczych w rejonie Gorzów Wkp. – Międzychód i w Polsce NW.

Analiza właściwości zbiornikowych

Analiza właściwości zbiornikowych serii złożowych dolomitu głównego należy do podstawowych badań. Dzięki nim uzyskujemy informacje o charakterze i jakości skał zbiornikowych (Fig. 1, 2). Badania te obejmują m.in. porowatości, przepuszczalności, i in.) wykonuje się na wyciętych z rdzenia wiertniczego kształtkach w formie walca (o średnicy 25 mm i wysokość 30 mm). Próbki wycinane są prostopadle do osi rdzenia wiertniczego (w celu określenia porowatości i przepuszczalności poziomej) oraz zgodnie z osią rdzenia (dla ustalenia porowatości i przepuszczalności pionowej).



Porowatość (%)

Fig.1. Zmienność porowatości z głębokością w utworach dolomitu głównego, w otworze wiertniczym Międzychód-6, wraz z histogramem porowatości dla tych utworów.



Fig. .2. Zmienność porowatości z głębokością w utworach dolomitu głównego, w otworze wiertniczym Międzychód-4 wraz z histogramem porowatości dla tych utworów.

117

Porowatość i przepuszczalność pionowa należą do parametrów charakteryzujących właściwości zbiornikowe skał złożowych. Określają one możliwość przypływu węglowodorów z dna otworu wiertniczego. W przypadku dowiercenia do konturu wody złożowej i zastosowaniem zabiegu cementowania spodu otworu oraz ponownego udostępnienia serii złożowej poprzez perforację rur okładzinowych, informacja o ich wielkościach staje się mało istotna.

Porowatość i przepuszczalność pozioma są cechami charakteryzującymi skały zbiornikowe w kontekście wielkości przypływu węglowodorów do otworu wiertniczego.

Dla uzyskania pełnej informacji o właściwościach zbiornikowych serii złożowej analizę porowatości i przepuszczalności uzupełnia się badaniami mikroszczelinowatości oraz szczelinowatości skał węglanowych Ca2 (Mikulczenko 1972, Protas 1986, Smiechow 1972). Dodatkowe źródło informacji o przestrzeni zbiornikowej skał węglanowych dolomitu głównego stanowią badania porozymetryczne połączone z rezonansem magnetycznym. Dostarczają one informacji o charakterze wody występującej w skałach zbiornikowych (Sarbak 2000).

Graficzne przedstawienie wyników analiz właściwości zbiornikowych utworów Ca2 Obejmuje ono ilustrację:

- zależności przepuszczalności poziomej porowatości
- zmienności porowatości z głębokością
- histogramy porowatości
- zależności porowatości gęstości objętościowej

Zależność przepuszczalności poziomej od porowatości informuje o zmianach diagenetycznych w utworach Ca2. Głównie dotyczy to profilów o zróżnicowanym zestawie mikrofacji. Z wyników tej analizy można również uzyskać wiadomości o mikroszczelinowatości i szczelinowatości skał w analizowanych profilach.

Zmienność parametrów porowatości zachodzących wraz z głębokością dostarcza informacji o skałach z poziomów posiadających najlepsze właściwości zbiornikowe w profilach złożowych. Jest prawidłowością obserwowaną w złożach węglowodorów odkrytych w Ca2 na Niżu Polskim. Obecne tam serie złożowe wcześnie wypełnione węglowodorami charakteryzują się wyższą porowatością pierwotną od serii węglanowych wypełnionych wodą złożową. Jest to warunkowane tym, że wczesna migracja węglowodorów i wypełnienie nimi pułapki hamuje przebieg procesów diagenetycznych (postsedymentacyjnych). Umożliwia to zachowanie pierwotnych właściwości zbiornikowych przez te osady. Z kolei silnie zmineralizowana solanka przyspiesza procesy diagenetyczne obecne w przestrzeni porowej. Uniemożliwia przez to kumulację złożową węglowodorów.

Nieodłączną informacją związaną ze zmiennością porowatości zachodzącą wraz z głębokością jest histogram porowatości. Informując o jakości skały zbiornikowej dostarcza on również informacji o strefie paleogeograficznej reprezentowanej przez dany profil Ca2 (A.Protas 1985).

Utwory czerwonego spągowca (P1)

Ilościowa analiza mikroskopowa skał dolnego czerwonego spągowca (autun), w którym występują (na Niżu Polskim) głównie utwory wulkaniczne i wulkanoklastyki polega na identyfikacji składników mineralnych (skalenie, plagioklazy, minerały ilaste, minerały rudne i inne) z wykorzystaniem mikrosondy elektronowej oraz analiz chemicznych metodą XRF w celu określenia typu skały wulkanicznej (Protas 2004).

Interpretację uzyskanych wyników otrzymuje się poprzez wykorzystanie diagramu dyskryminacyjnego (Winchester, Floyd 1977). Aplikacja nowych metod interpretacji składu i klasyfikacji skał magmowych oraz żyłowych stanowiła przedmiot badań Protasa et al.(1995) i Protasa (2004 red.).

Ilościowa analiza mikroskopowa składu mineralnego

W przypadku utworów piaszczystych górnego czerwonego spągowca, w celu określenia typu skały okruchowej, wykonywana została ilościowa mikroskopowa analiza składu mineralnego. Badania te polegają na zastosowaniu metody punktowej. Wykonano zliczenia 300 punktów pomiarowych, a uzyskane wyniki pozwoliły na określenie procentowego udziału poszczególnych składników mineralnych w skale. Punkty rejestrujące znajdowały się w jednakowej odległości od siebie rozmieszczone są wzdłuż równoległych linii pomiarowych na płytce cienkiej. Do pomiarów ilościowych wykorzystano stolik integracyjny.

W latach 90-tych ubiegłego wieku zaczęto odchodzić od czasochłonnej i żmudnej mechanicznej metody punktowej przy użyciu stolika integracyjnego w celu ustalenia ilościowego składu mineralnego skał. Zaczęto stosować nowoczesne metody analityczne z wykorzystaniem programów komputerowych. Pozwalających one m.in. na szybką identyfikację ilościową składników mineralnych skał okruchowych czerwonego spągowca. Metody te dają również możliwość interpretacji ilościowej innych parametrów składników mineralnych np.:

- pola powierzchni
- kontaktów ziarn
- współczynnika kształtu,
- współczynnika kompakcji,
- parametru upakowania ziarn.

Tego typu pomiary i ich rezultaty wykorzystywane są przy charakterystyce petrolitologicznej serii złożowych czerwonego spągowca i są też pomocne przy określaniu stopnia diagenezy skał zbiornikowych (Polański 2000, Rawle 2000, Wojnar 2000). Mogą być one również wykorzystane do konstrukcji specjalistycznych map ilościowych stosowanych w geologii naftowej przy projektowaniu prac poszukiwawczych złóż węglowodorów płynnych i gazowych.

Określenie wpływu kompakcji i cementacji na redukcję pierwotnej przestrzeni porowej piaskowców

Określenie wpływu procesu kompakcji i cementacji na właściwości zbiornikowe piaskowców górnego czerwonego spągowca ma zasadnicze znaczenie przy ocenie właściwości zbiornikowych skał tej serii złożowej. Analizowane jest przy tym oddziaływanie kompakcji mechanicznej i chemicznej. Proces kompakcji mechanicznej przebiega zgodnie z prawami fizyki. Oddziaływujące ciśnienie nadkładu powoduje redukcję pierwotnej przestrzeni porowej piaskowców czerwonego spągowca z 40 do 10-25%. Jest to poza tym proces nieodwracalny (Biernacka, Leśniak 2005).

Kompakcja chemiczna polega na rozpuszczaniu pod ciśnieniem. Jej efektem jest powstanie mikrostylolitów obserwowanych na kontaktach ziarn mineralnych (głównie kwarcu). Roztwory mineralne przemieszczające się horyzontalnie mogą powodować wtórną cementację piaskowców P1 w skali regionalnej (Maliszewska, Kuberska 1996). W procesie wynurzania dochodzi do procesu rozpuszczania cementów. Tworzy się wówczas porowatość wtórna .

Procesy te prezentuje diagram D.W. Houseknecht`a (1987). Daje on możliwość oceny procentowej redukcji pierwotnej porowatości przez oddziaływanie procesu kompakcji mechanicznej i cementacji (Gregosiewicz, Protas, 1997) (Fig.3). Uzupełnieniem tych badań jest korelacja profilu sedymentologicznego z jakościowymi właściwościami zbiornikowymi takimi jak przepuszczalność i porowatość. Zestawienie tych danych informuje o korelacji istniejącej pomiędzy właściwościami zbiornikowymi utworów P1 z facjami a także o wpływie procesów diagenetycznych na ich zmiany postsedymentacyjne (Fig. 4, 5.).



Fig. 3. Wpływ kompakcji i cementacji na redukcję pierwotnej przestrzeni porowej piaskowców czerwonego spągowca na złożu Radlin na podstawie diagramu Houseknecht'a (1978) (Gregosiewicz, Protas 1997).



przepuszczalność poniżej 0,001 mdcy

Fig. 4. Zależność przepuszczalności poziomej od porowatości w utworach czerwonego spągowca w otworze wiertniczym Ciechnowo-5.



Fig. 5. Zależność pomiędzy ciężarem właściwym a porowatością w utworach górnego czerwonego spągowca, w otworze wiertniczym Sławoborze-1.

ZAKOŃCZENIE

Ilościowa analiza mikroskopowa skał w geologii naftowej jest jedną z podstawowych metod badawczych skał zbiornikowych cechsztyńskiego dolomitu głównego a także utworów czerwonego spągowca na Niżu Polskim. Stanowi ona podstawę dla dalszych badań szczegółowych. Z ich wyników mogą korzystać geolodzy naftowi, petrolodzy, sedymentolodzy i geofizycy. Celem wszystkich szczegółowych analiz ilościowych w geologii naftowej jest zwiększenie efektywności prac poszukiwawczych złóż węglowodorów płynnych i gazowych.

LITERATURA

- BIERNACKA J., LEŚNIAK G., 2005: Kompakcja średnio i głęboko pogrzebanych piaskowców eolicznych czerwonego spągowca z obszaru monokliny przedsudeckiej. Przegl. Geol., 53, 249.
- GREGOSIEWICZ Z., PROTAS A., 1997: Facje, diageneza a własności zbiornikowe piaskowców czerwonego spągowca z rejonu złoża Radlin. Nafta-Gaz, 9: 375-387.
- HOUSEKNECHT D. W., 1987: Assenssing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction porosity in sandstones. Bull. AAPG. 71, 6: 633-642.
- MALISZEWSKA A., KUBERSKA M., 1996: Cementacja piaskowców czerwonego spągowca a ich porowatość i przepuszczalność. Nafta-Gaz, 9: 375-387.
- MIKULCZENKO K., (red.) 1972: Mietodika izuczenija trieszczinowatosti parod zakrytych płatformiennych tieritorij. Nowosybirsk: 1-129.
- POLAŃSKI Z., 2000: Sieci neuronowe i eksperyment. LAB, 5: 39-42.
- PROTAS A., 1982: Przydatność badań mineralogicznych i składu chemicznego węglanów w analizie facjalnej na przykładzie dolomitu głównego NW Polski.
 W: Rola badań laboratoryjnych w poszukiwaniach złóż ropy naftowej i gazu ziemnego. Materiały z Konferencji Naukowo-Technicznej. Wołomin. 21-33.
- PROTAS A., 1985: Własności zbiornikowe cechsztyńskiego dolomitu głównego (Ca2) w Polsce północno-zachodniej. Nafta, 1: 1-6.
- PROTAS A., 1986: Badania mikroszczelinowatości skał węglanowych i okruchowych. W: 30 lat poszukiwań naftowych w północno-zachodniej Polsce. Materiały z Konferencji Naukowo-Technicznej. Tuczno. 158-170.
- PROTAS A., (red.) 2004: Pozycja geologiczna i petrologia utworów podłoża permu w strefie Koszalin-Chojnice. 1-144.
- PROTAS A., BIERNACKA J., MUSZYŃSKI A., WOJEWODA J., ZIÓŁKOWSKA-KOZDRÓJ M., 1995: Pozycja geologiczna i petrologia kompleksu wulkanogenicznego permu podłoża Pomorza Zachodniego. Arch. Ośrodka Północ w Pile., 1-120.
- RAWLE A., 2000: Podstawowe pojęcia z dziedziny analizy ziarnistości. LAB, 5: 22-26.
- SARBAK Z., 2002: Spektroskopia jądrowego rezonansu magnetycznego. LAB, 3: 6-12.

- SMIECHOW E.M., 1968: Mietodika izuczenija trieszczinowatosti gornych parod i trieszczinnych kolektorow niefti i gaza. Leningrad. 1-129.
- WINCHESTER J.A., FLOYD P.A., 1977: Geochemical discrimination of different magma series and differentation products using immobile elements. Chemical Gelogy, 20: 245-252.
- WOJNAR L., 2000: Pomiary oraz ich interpretacja (Mikroskopia optyczna w nowoczesnym laboratorium). LAB, 5: 11-16.