

## Wybrane zagadnienia diagenetyki skał klastycznych

Anna Maliszewska\*

Celem niniejszego artykułu jest przedstawienie wybranych zagadnień diagenetyki skał silikoklastycznych w aspekcie praktycznym, przydatnym dla petrografów i sedimentologów. Należy tu podkreślić, że obecnie podstawową cechą studiów diagenetyki jest ich kompleksowość. Wnioskowanie o zaawansowaniu poszczególnych procesów jest oparte na wynikach: obserwacji makroskopowych warstw skalnych z odsłonięć i rdzeni wiertniczych, analiz płytek cienkich w mikroskopie polaryzacyjnym, często z przystawką do analizy katodoluminescencyjnej (CL), badań w elektronowym mikroskopie skaningowym (SEM) i w mikrosondzie elektronowej z dyspersją energii (EDS) lub z dyspersją fali (WDS) oraz w dyfraktometrze rentgenowskim. Rozwija się też badania substancji organicznej, analizę inkluzji fluidalnych z cementów skalnych, a w miarę możliwości — oznaczenia izotopowe, szczególnie stabilnych izotopów pierwiastków lekkich. Przykładem takiego toku postępowania jest zamieszczone w tab. 1 jedno z wielu ćwiczeń, zadanych słuchaczom kursu *Quantitative Diagenesis* w Instytucie Sedymologicznym w Reading (Wielka Brytania, 1992).

Cechy pierwotne osadów klastycznych są efektem nagromadzenia materiału detrytycznego w określonych systemach depozycyjnych, zależą też od składu mineralnego materiału i od sposobu jego transportu. Diagenetyka wczesna (w warunkach od 0 do 100 m pogrzebania, Bissell, 1959) jest nierozłącznie związana z charakterem środowiska sedymentacji. Materiał silikoklastyczny w środowiskach morskich płytko- bądź głębokowodnych podlega tym samym procesom litogenezy, co materiał węglanowy. Szczególnie istotne są tu cechy najwcześniej tworzących się cementów, zróżnicowanych zależnie od wadycznych, freatycznych lub przejściowych facji depozycyjnych (Sellwood, 1994). W diagenetyce osadów kontynentalnych zasadnicze znaczenie ma nagromadzenie materiału w strefie saturacji (środowiska jeziorne i rzeczne) lub aeracji (np. środowisko eoliczne), aktywność hydrauliczna i chemiczna wód gruntowych oraz tempo postępującego pogrzebania. Przykładem uwzględnienia zależności warunków wczesnej diagenetyki od środowiska sedymentacji jest zaproponowanie przez Mastalerza, Protasa & Wojewodę (1991) pojęcia „stref depozycyjno-diagenetycznych” w odniesieniu do środowisk osadów czerwonego spągowca Wielkopolski. Przypomnienie o znaczeniu cech klimatu oraz warunków pH–Eh wód w zbiorniku depozycyjnym dla pierwotnego składu mineralnego osadów, a szczególnie spoiw, jest tu truizmem, gdyż wymienione cechy są podstawą dla dalszych faz litogenezy. Również ważnymi czynnikami są: działalność organizmów żywych (metabolizm, żerowanie w osadach), procesy glebotwórcze oraz przeobrażenia substancji organicznej.

Przebieg dalszych etapów diagenetyki związany jest w dużej mierze z tempem pogrzebywania osadów, gdy wzrastają ciśnienie nadkładu i temperatura, oraz z tym, czy system jest otwarty, czy zamknięty. Stopień zaawansowania przemian diagenetycznych związany jest ze składem mineralnym szkieletu ziarnowego i z zawartością w nim składni-

ków niestabilnych. Z tego względu wprowadzono pojęcie „potencjału diagenetycznego” (Bjørlykke, 1983); jest on najniższy dla osadów kwarcowych, a najwyższy dla skał bogatych w ziarna skaleni i w klasty skał łatwo ulegających przeobrażeniom (ryc. 1). Pojęcie to odnosi się również do osadów węglanowych i węglanowo-silikoklastycznych zawierających bardziej lub mniej trwałe cementy synsedymencyjne i wczesnodiaogenetyczne (ryc. 2).

Najważniejsze procesy diagenetyczne, których efekty działania są tematem niniejszego artykułu, to: kompaktacja, cementacja, rozpuszczanie, zastępowanie, neomorfizm i przeobrażanie (Orme & Fairbridge, 1978).

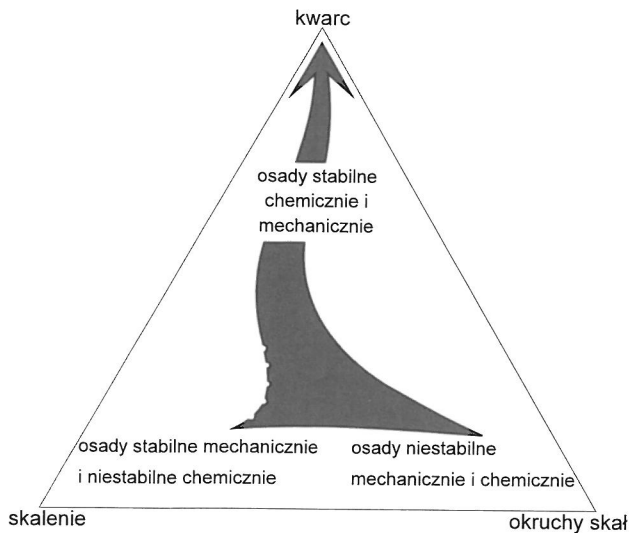
### Kompaktacja

Pojęcie to obejmuje zasadniczo dwa rodzaje procesów — kompaktację mechaniczną i chemiczną. Pierwsza z nich jest procesem fizycznym, wynikającym z nacisku nadkładu na osad. Powoduje redukcję miąższości warstw, wzrost ciężaru właściwego skał, reorientację i zagęszczenie upakowania materiału detrytycznego oraz ograniczenie porowatości (cecha ta w świeżo złożonych osadach klastycznych często przekracza 50%). Może też być przyczyną spękania ziarn lub ich deformacji plastycznych (ryc. 3), a także — dehydratacji lub żelifikacji niektórych składników skalnych. Efektem działania kompaktacji mechanicznej jest wzrost liczby punktowych i prostych kontaktów ziarn. Kompaktacji łatwiej ulegają osady drobno- niż gruboziarniste. Zdaniem Füchtbauera (1974) na odcinku 1000 m pogrzebania od powierzchni, porowatość piaskowców może zmniejszyć się z 40–50% do 25–35%, natomiast w zlepieńcach efekt ten będzie słabszy.

Próby liczbowego określenia stopnia zaawansowania kompaktacji znane są od czasów badań Sorby'ego (1908). Istnieje możliwość obliczenia współczynnika kompaktacji, jeśli w bliskim sąsiedztwie skompaktowanych warstw (lub innych elementów skalnych, na przykład konkrekcji), występują te same warstwy lub elementy nie spłaszczone (Perrier & Quiblier, 1974). Pewne wyobrażenie o nasileniu kompaktacji dają współczynniki upakowania materiału detrytycznego, jak wskaźnik liczby kontaktów ziarn i inne (Gradziński i in., 1976). Oceny stopnia kompaktacji na podstawie zmian w uziarnieniu osadów podali Ricken (1986) i Smosna (1989), *vide* Tucker (1991).

Kompaktacja chemiczna zasadniczo jest związana z rozpuszczaniem ziarn wzdłuż ich kontaktów pod wpływem pionowego ciśnienia litostatycznego, lecz może też działać horyzontalnie w obrębie basenów aktywnych tektonicznie (Bjørlykke i in., 1989). Ukierunkowanie kompaktacji może wyznaczać kierunki migracji cieczy i gazów. Kompaktacja chemiczna nie zawsze ma wpływ na redukcję porowatości, gdyż składniki rozpuszczonych ziarn mogą zostać osadzone w ich bliskim sąsiedztwie. Efektami kompaktacji chemicznej są wklęsło-wypukłe lub zazębające kontakty ziarn. Zdaniem Tuckera (1991) pierwsze z nich tworzą się na styku ziarn w przypadku preferencyjnego rozpuszczania jednego z nich (ryc. 4), a drugie — w przypadku ziarn rozpuszczanych w sposób równorzędny. Stwierdzenie obecności kon-

\*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa



**Ryc. 1.** Trójkąt klasyfikacyjny określający wartość potencjału diagenetycznego skał osadowych w odniesieniu do składu materiału detrytycznego (Bjørlykke, 1983). Wzrost szerokości strzałki oznacza wzrost potencjału

taktów zazębiających pomiędzy ziarnami kwarcu wymaga uwagi, a często — kontroli w CL, gdyż są one trudne do odróżnienia od tzw. kompromisowych kontaktów między osobnikami kwarcu autigenicznego. Za katalizator przyspieszający reakcję rozpuszczania pod ciśnieniem jest uważana substancja organiczna, natomiast za czynniki utrudniające ten proces — wcześniejsza silna cementacja osadu oraz znaczna zawartość ilastej matriks (Trewin, 1989). W skałach drobnoziarnistych zawierających minerały ilaste, pod wpływem kompaktacji chemicznej mogą tworzyć się stylolity (Houseknecht, 1988; *vide* Tucker, 1991).

**Tab. 1.** Przykładowe ćwiczenie dla słuchaczy kursu *Quantitative Diagenesis*

**BADANIA PIASKOWCA ROPONOŚNEGO DOGGERU Z OTWORU WIERTNICZEGO WQ 1**

Dane:

Głębokości pobrania próbek (4 szt.)

Wartość stopnia geotermicznego

Nazwa: piaskowiec arkozowy

$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  — w dolomicie

$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  — w dolomicie

$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  — w kwarcu regeneracyjnym  
(po wyseparowaniu obwódek)

T krystalizacji kwarcu regeneracyjnego (inkluzje)

$\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$  — w kaolinitach

$\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$  — w illitach ze strefy roponośnej

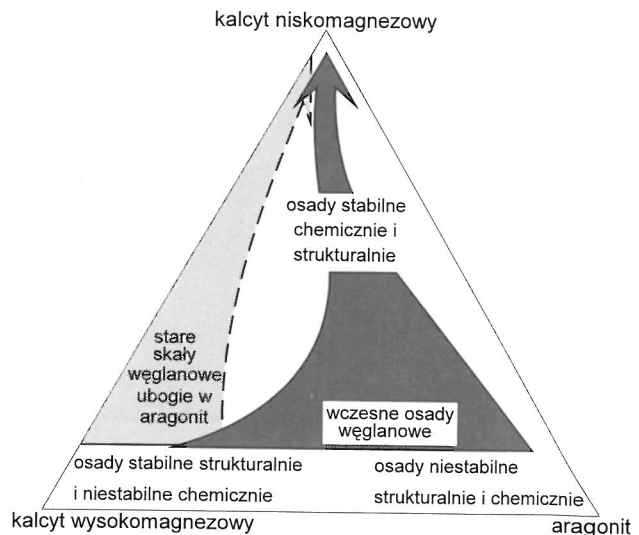
$\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$  — w illitach ze strefy zawodnionej

Wiek K-Ar illitów z obu stref

$\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$  i  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  wody porowej

Zadania:

1. Odczytać historię diagenety piaskowca.
2. Określić wiek wplynięcia ropy naftowej (65 Ma, K/Tr).
3. Określić wiek biodegradacji strefy zawodnionej (64 Ma, Tr).

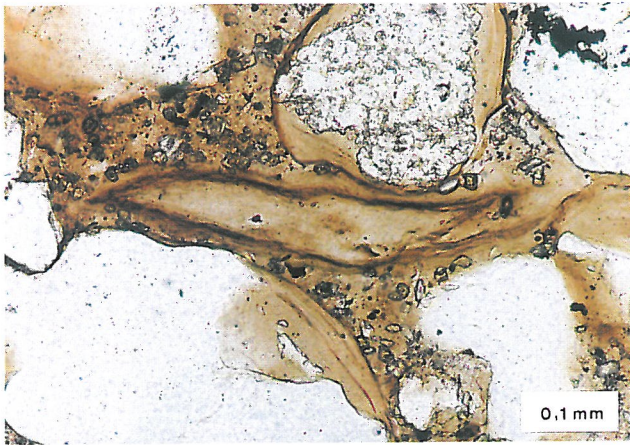


**Ryc. 2.** Trójkąt klasyfikacyjny określający wartość potencjału diagenetycznego skał osadowych w odniesieniu do składników węglanowych: kalcytu i aragonitu (Bjørlykke, 1983). Wzrost szerokości strzałki oznacza wzrost potencjału

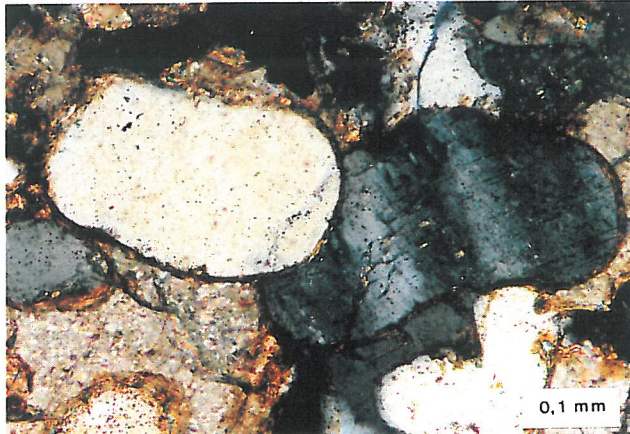
### Cementacja

Cementacja diagenetyczna polega na wytrącaniu się minerałów w osadach dennych z wód basenów sedimentacyjnych tuż po zakończeniu procesów depozycji lub na krystalizacji nowych składników spoiw z roztworów porowych, krążących w osadach już pogrzebanych (Boggs, 1987). Jest ważnym czynnikiem lityfikacyjnym, gdyż przeobraża luźny osad w zwięzły.

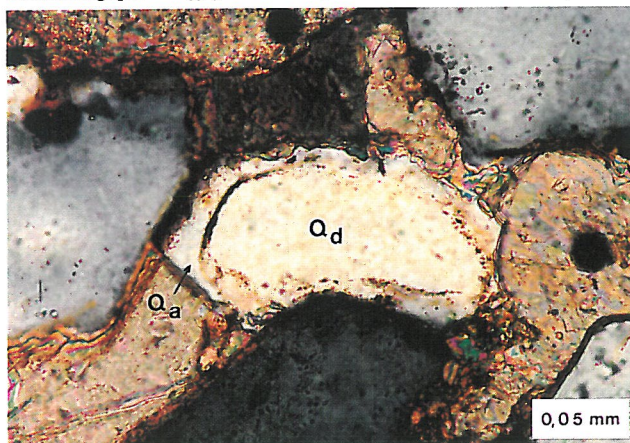
Pospolitą odmianą wśród „nowych” spoiw są cementy obwódkowe, a wśród nich — regeneracyjne kwarcowe (ryc. 5). Znacznie rzadziej notuje się regeneracyjne obwódki skaleniowe (ryc. 6). Tak w osadach morskich, jak i lądowych mogą się tworzyć wadyczne obwódki aragonitowe. Często spotykanymi, zwłaszcza w utworach asocjacji czerwonej są obwódki ilasto-żelaziste. Obecność obwódek na ziarnach detrytycznych usztywnia skałę i ma korzystny wpływ na zachowanie porowatości pierwotnej. Pozostałe procesy cementacyjne ograniczają porowatość w znacznym stopniu. Natura wytrącanego z roztworów porowych cementu zależy głównie od ich składu chemicznego, stosunków Eh-pH, zjawisk nukleacji, kinetyki, krystalizacji, temperatury, ciśnienia, niekiedy także od działalności makroorganizmów i bakterii (Olsen, 1978). Również typ cementu określany jako kontaktowy, porowy, podstawowy lub poikilotopowy jest zależny od liczby pustych porów w skałe i od agresywności roztworów, które mogą rozpuścić część istniejących wcześniej składników. Do cementów występujących w skałach silikoklastycznych najczęściej należą minerały węglanowe (ryc. 7–10). Jony wapnia, magnezu i żelaza w roztworach porowych pochodzą zwykle z rozpuszczenia składników węglanowych z osadów starszych. W niektórych kompleksach skalnych do pospolitych spoiw należą cementy kwarcowe występujące bądź w postaci obwódek regeneracyjnych, skupień ziarn anhedralnych, bądź w postaci izolowanych kryształów euhedralnych (ryc. 11). Źródłem krzemionki mogą być rozpuszczane ziarna detrytyczne, szkliwo wulkaniczne, minerały ilaste ulegające transformacjom, ponadto wody gruntowe, a w osadach morskich — także rozpuszczalne szkielety niektórych organizmów, jak radiolarie, okrzem-



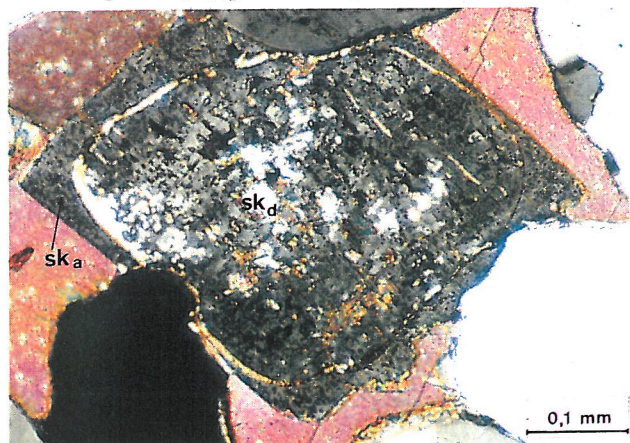
Ryc. 3. Mikrofotografia piaskowca z ooidami szamozytowymi. Widoczny ooid silnie spłaszczony pod wpływem kompaktacji mechanicznej. Bez analizatora



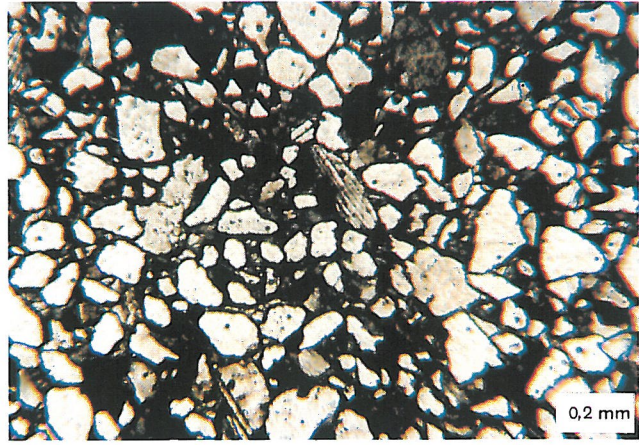
Ryc. 4. Kontakt wklęsło-wypukły ziarn kwarcu i skalenia (kompaktacja chemiczna); zwraca uwagę preferencyjny charakter rozpuszczania skalenia. Nikole skrzyżowane



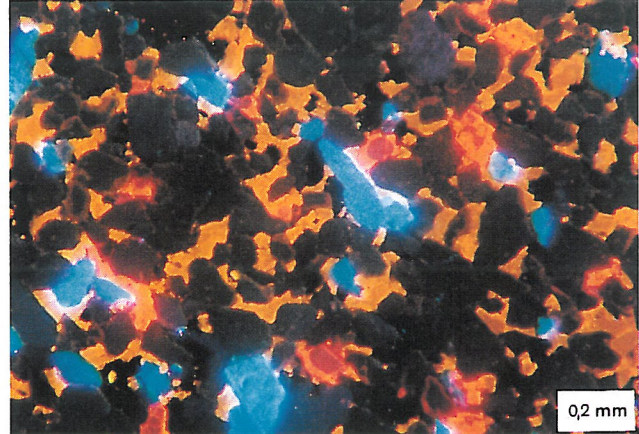
Ryc. 5. Piaskowiec wapienisty. W centralnej części zdjęcia widoczne jest obtoczone ziarno kwarcu detrytycznego (Q<sub>d</sub>) z obwódką regeneracyjną kwarcu autigenicznego (Q<sub>a</sub>). Nikole skrzyżowane



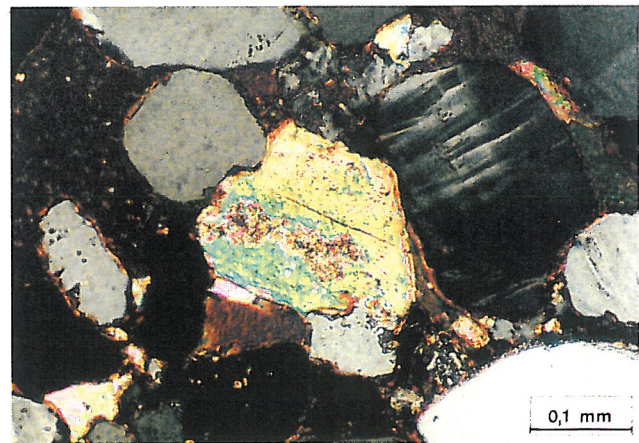
Ryc. 6. Ziarno skalenia potasowego (sk<sub>d</sub>) z obwódką regeneracyjną pokroju adularowego (sk<sub>a</sub>). Nikole skrzyżowane



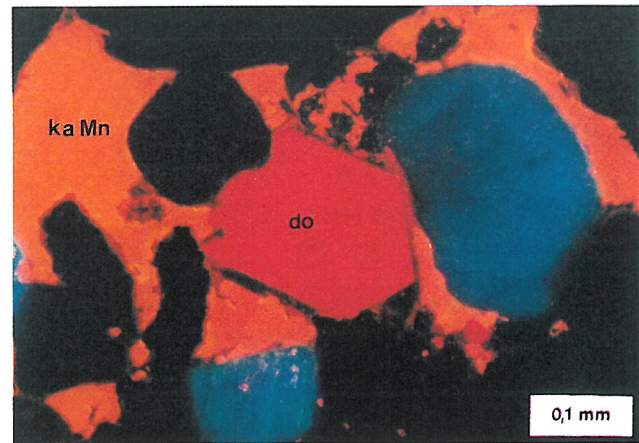
Ryc. 7. Piaskowiec drobnoziarnisty o spoiwie kalcytowo-żelazistym. Bez analizatora



Ryc. 8. Obraz piaskowca z ryc. 7 w CL. Ziarna brunatne — kwarc, niebieskie — skalenie, obszary żółte i czerwone — kalcyt Mn i kalcyt Fe



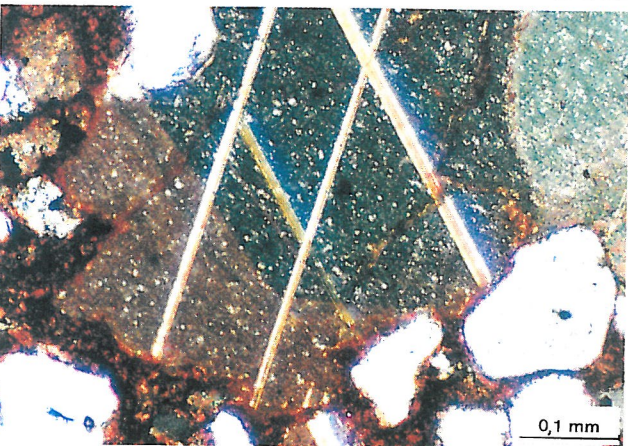
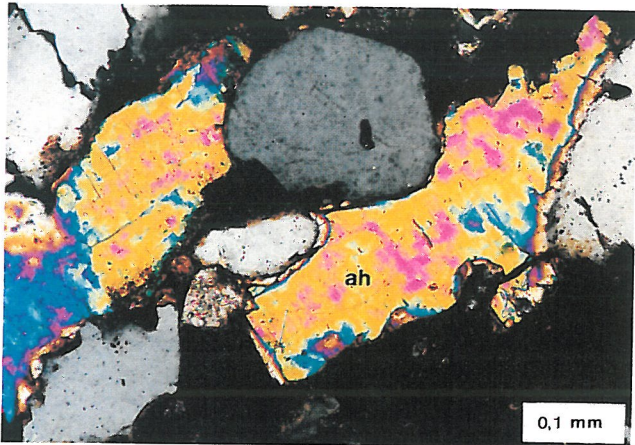
Ryc. 9. Fragment piaskowca o spoiwie węglanowym. Nikole skrzyżowane



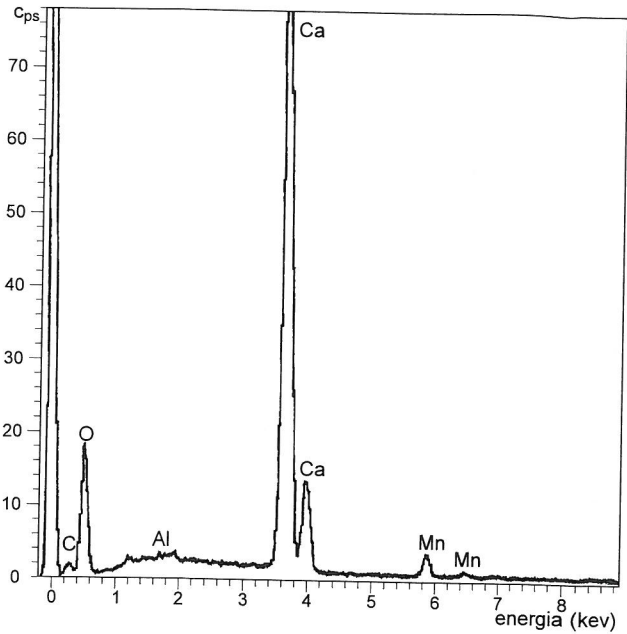
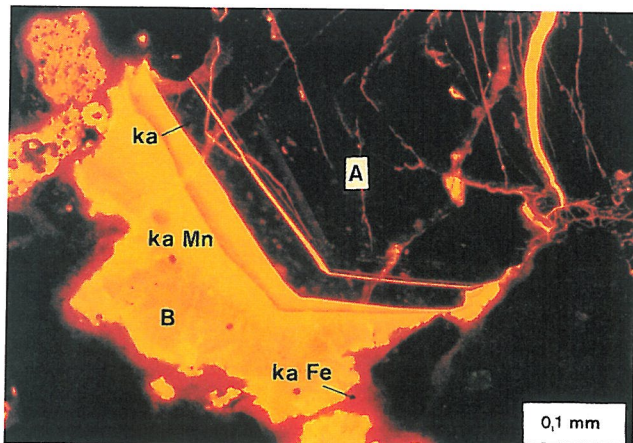
Ryc. 10. Obraz piaskowca z ryc. 9 w CL. Widoczny osobnik dolomitu (do) i podstawowy cement kalcytowy (ka Mn)



Ryc. 11. Cement kwarcowy w piaskowcu (obraz z SEM), złożony z licznych bardzo drobnokrystalicznych osobników anhedralnych i większych kryształów euhedralnych o pokroju słupa heksagonalnego z podwójną piramidą

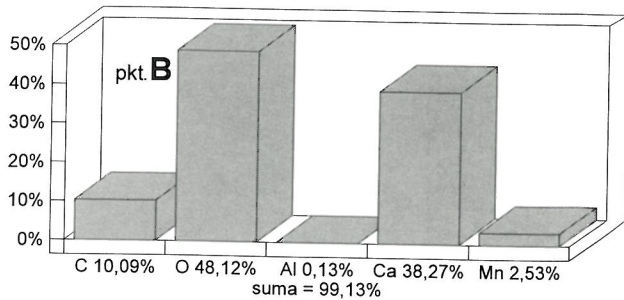
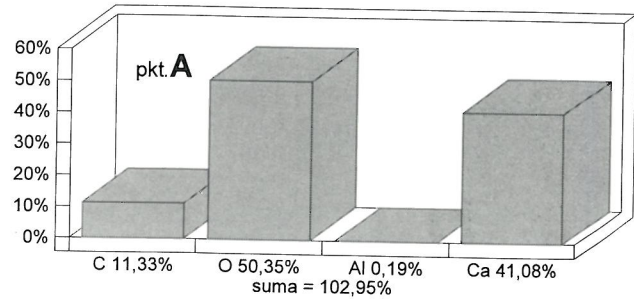


Ryc. 13. Skupienie cementu węglanowego w piaskowcu. Nikole skrzyżowane



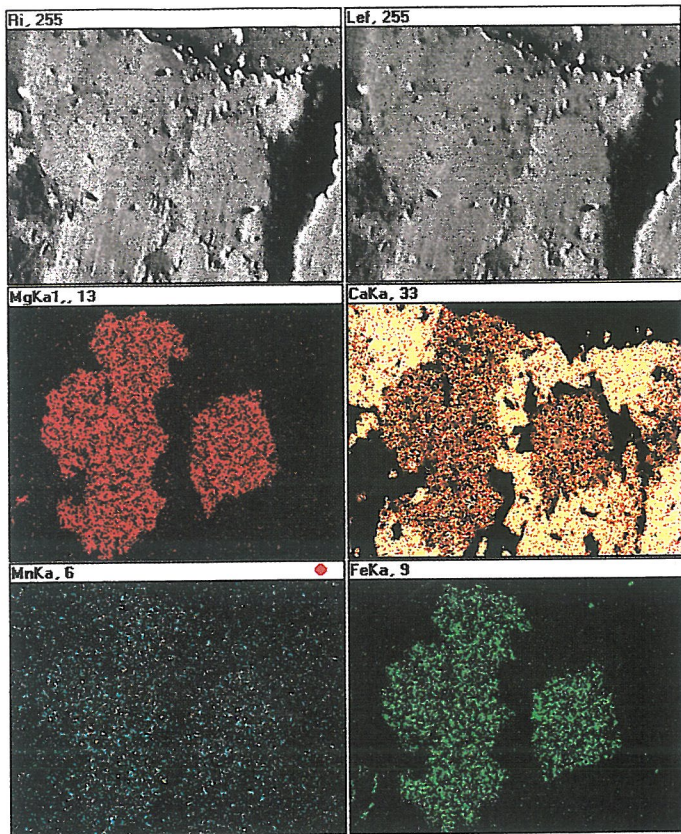
Ryc. 15. Obraz widma rentgenowskiego kalcytu Mn z ryc. 14, (punkt B) uzyskany w mikrosondzie elektronowej EDS Link ISIS

← Ryc. 12. Drobnziarnisty piaskowiec ilasto-żelazisty scementowany anhydrytem (ah). Nikole skrzyżowane

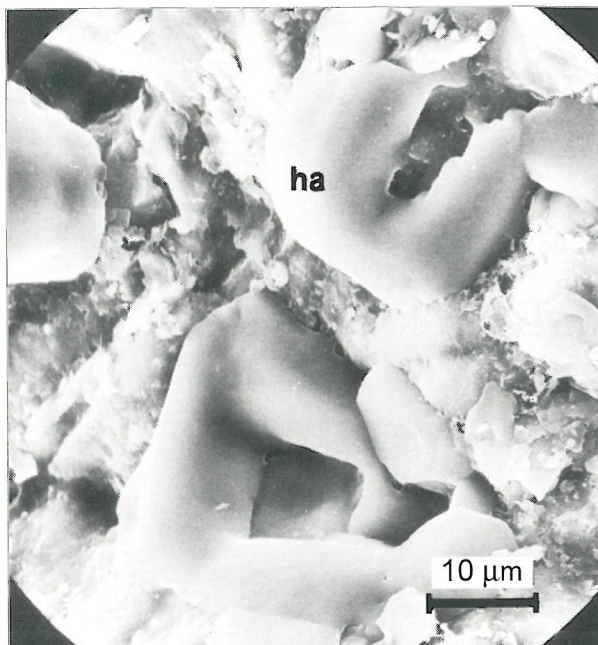


Ryc. 16. Wyniki ilościowej analizy chemicznej kalcytu (ryc. 14, punkt A) i kalcytu Mn (punkt B). Mikrosonda energetyczna Link ISIS, program Quant VSP

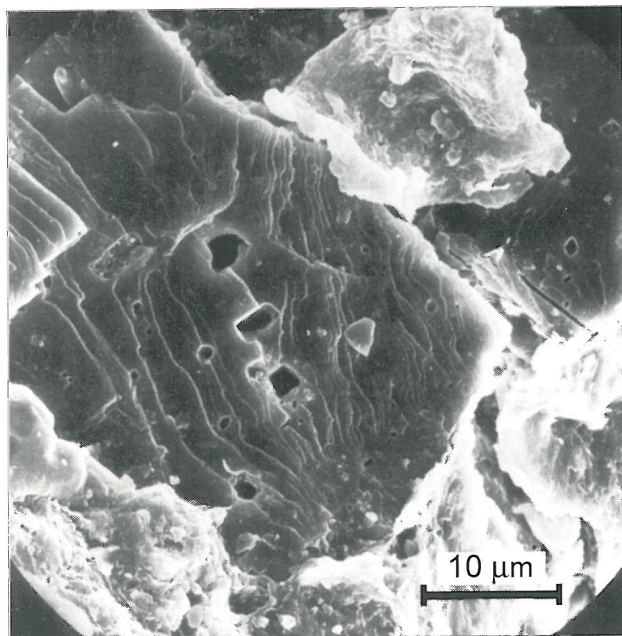
← Ryc. 14. Fragment z ryc. 13 w CL. Widoczne trzy generacje cementu: kalcyt czysty (ka), kalcyt Fe (ka Fe) i kalcyt Mn (ka Mn). A, B — punkty badania w EDS



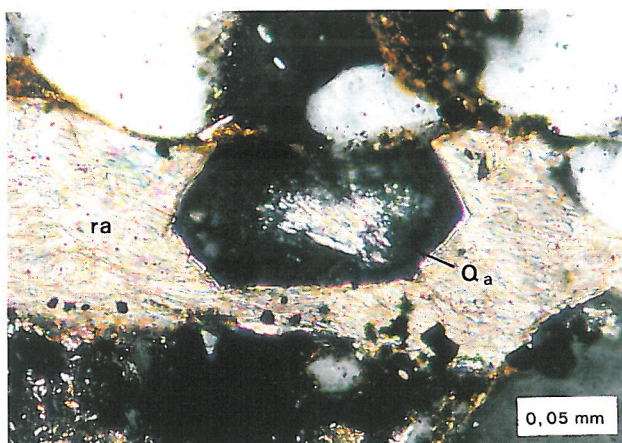
Ryc. 17. Obraz cementu węglanowego w piaskowcu złożonego z ankerytu (starszy) i kalcytu (młodszy) oraz mapy rozkładu pierwiastków: Mg, Ca, Mn i Fe. Mikrosonda EDS Link ISIS



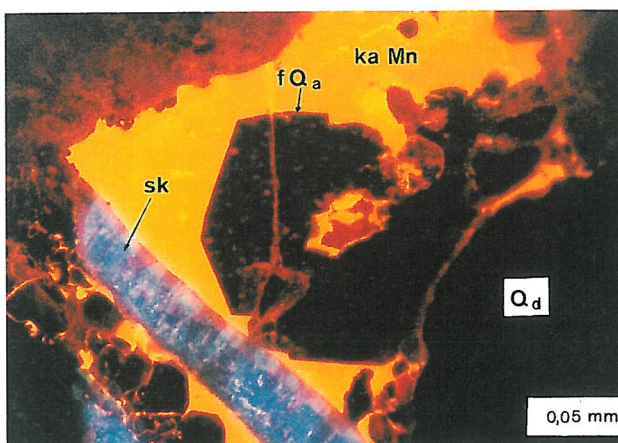
Ryc. 19. Obraz z SEM mikroobszaru piaskowca z częściowo rozpuszczonym cementem halitowym (ha)



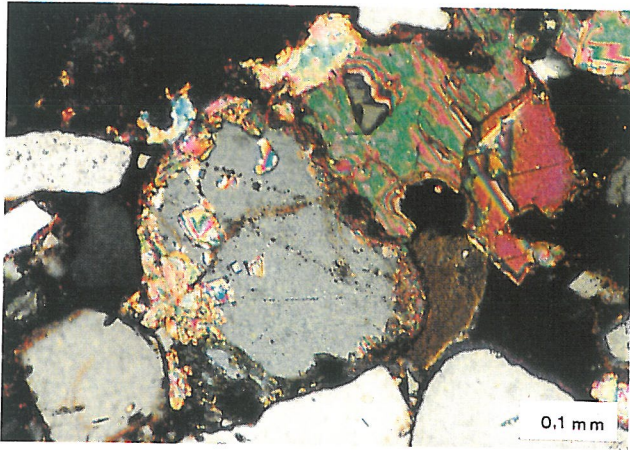
Ryc. 18. Obraz cementu kalcytowego w SEM. Widoczne ślady rozpuszczania (pory wewnątrzkrystaliczne)



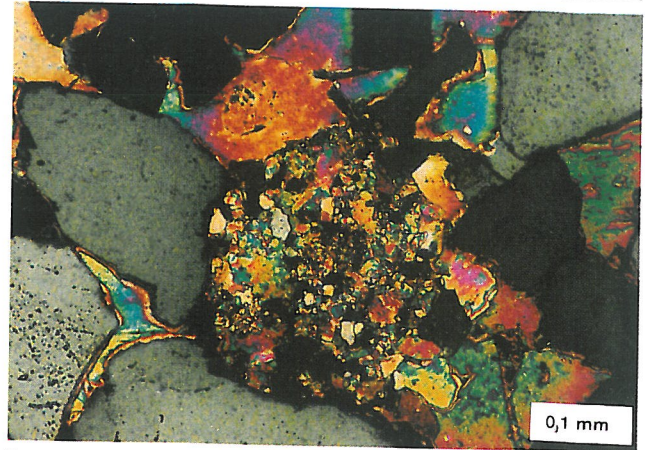
Ryc. 20. Fragment skorupy ramienionoga (ra) w piaskowcu wapnistym; część kalcytu w skorupie została zastąpiona przez kwarc autigeniczny ( $Q_a$ ). Nikole skrzyżowane



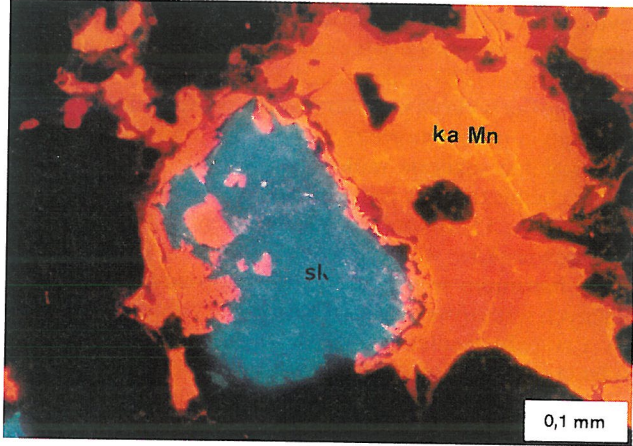
Ryc. 21. Piaskowiec o cemencie kalcytowym (ka Mn) w CL. Czarny fantom widoczny w obrębie cementu sugeruje zastąpienie kryształu kwarcu ( $Q_a$ ). Kwarc detrytyczny —  $Q_d$ , skałki potasowy — sk →



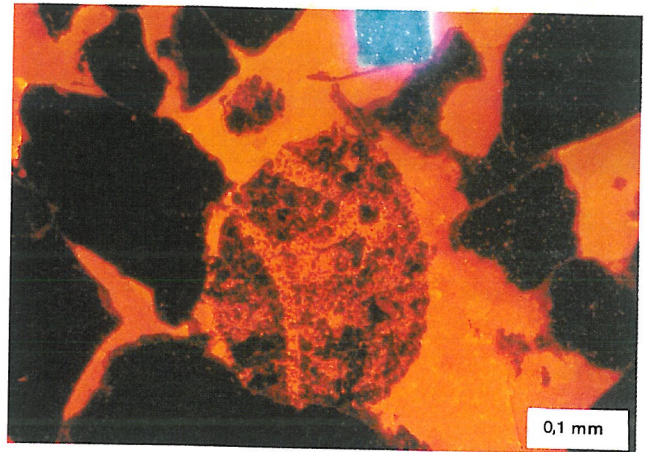
Ryc. 22. Piaskowiec subarkozowy o cemencie węglanowym. Nikole skrzyżowane



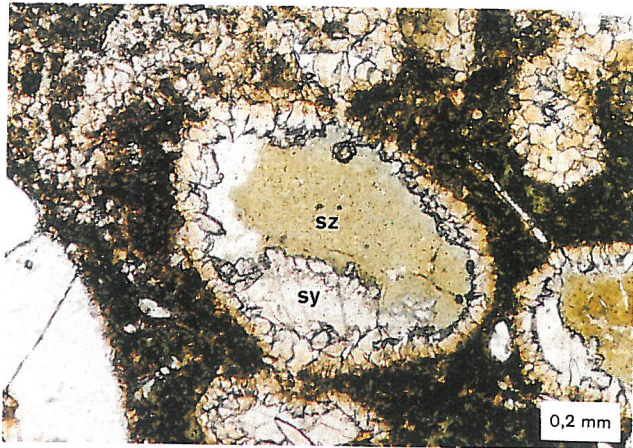
Ryc. 26. Piaskowiec o cemencie węglanowym. Nikole skrzyżowane



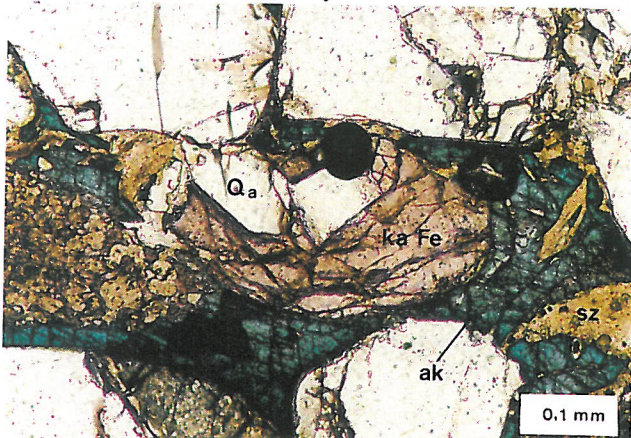
Ryc. 23. Obraz piaskowca z ryc. 22 w CL. Ziarno skalenia potasowego (sk) zostało częściowo zastąpione przez kalcyt (ka Mn), tworzący cement porowy



Ryc. 27. Piaskowiec z ryc. 26 w CL. Część "cementu" w centralnej części zdjęcia stanowi pseudomorfozę po okrucu biomikrytu, w którym kalcyt uległ rekrytalizacji

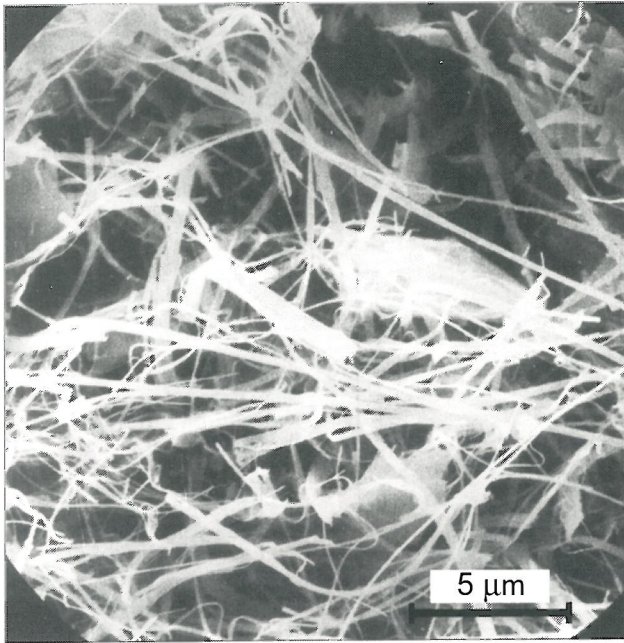


Ryc. 24. Piaskowiec o spoiwie syderytowym z ooidami szamozytowymi. Szamozyt (sz) został częściowo zastąpiony minerałami z grupy syderytu (sy). Nikole skrzyżowane

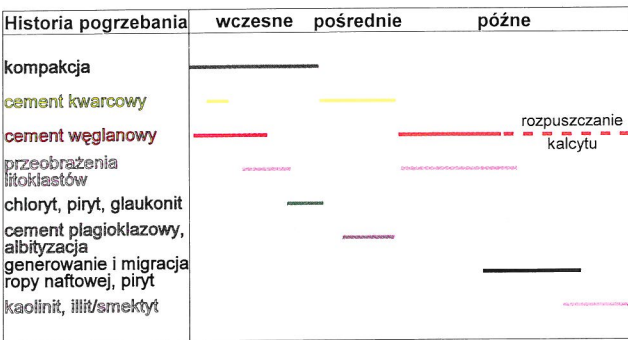


Ryc. 28. Wtórna porowatość w częściowo rozpuszczonej blaszce łyszczyka. Obraz z SEM

← Ryc. 25. Piaskowiec z ooidami szamozytowymi (sz) i cementem ankerytowym (ak). Płytkę barwioną roztworem Evamy'ego. W centralnej części ryc. widoczna jest pseudomorfoza po ooidzie, złożona z kwarcu autigenicznego (Q<sub>a</sub>) i kalcytu żelazistego (ka Fe). Bez analizatora. Sukcesja minerałów diagenetycznych: szamozyt, kwarc, kalcyt Fe, ankeryt



Ryc. 29. Włóknisty illit w spoiwie piaskowca. Obraz z SEM



Ryc. 30. Sekwencja diagenetyczna piaskowców Sussex górnej kredy z Wyomingu (Higley, 1992, nieco zmienione)



Ryc. 31. Sekwencja diagenetyczna osadów czerwonego spągowca z północnych Niemiec (Gaupp i in., 1993, nieco zmienione)

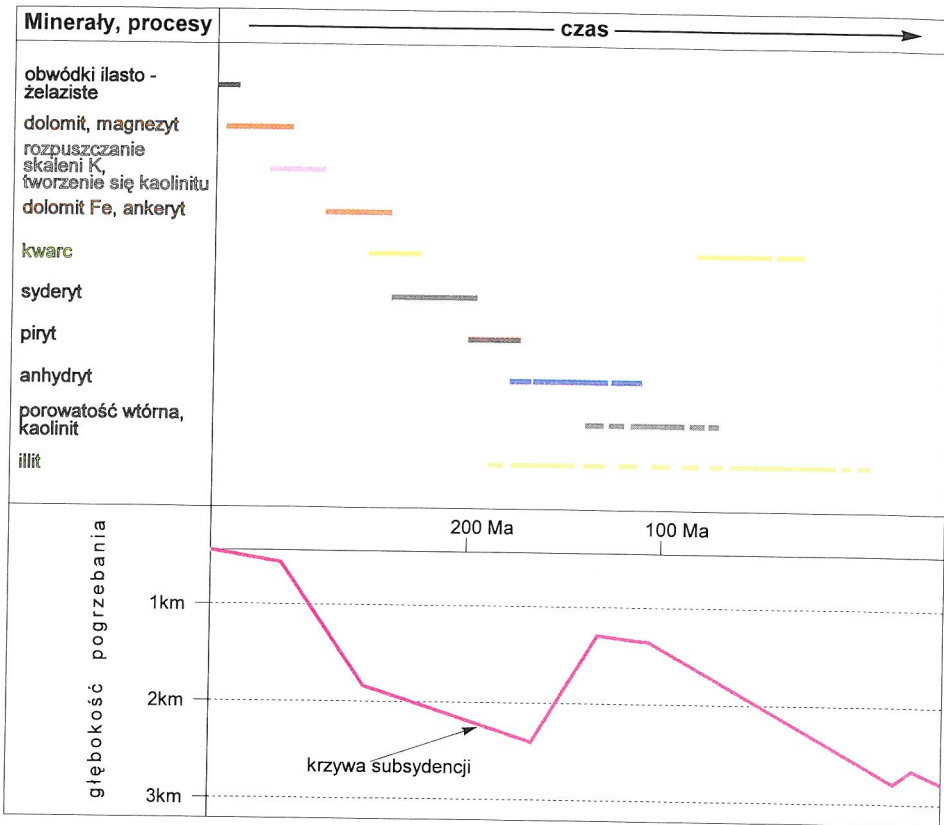
ki i igły gąbek. Grupą często notowanych cementów, zwłaszcza w środowiskach sebhya i playi są minerały siarczanowe (ryc. 12) i solne. Wymienione składniki mogą tworzyć nie tylko wypełnienia przestrzeni porowych w osadach, lecz także konkrecje i naskorupienia.

W niniejszym artykule wymieniono jedynie najczęściej spotykane cementy skał okrucowych. Badacze zainteresowani tworzeniem się cementów o innym składzie mineralnym, jak glaukonitowe, szamozytowe, getytowe, fosforanowe, skaleniowe i inne, znajdą wiadomości o ich występowaniu i genezie w wydawnictwach podręcznikowych i encyklopedycznych (m.in. Larsen & Chilingar, 1967; Fairbridge & Bourgeois, 1968; tomy *Diagenesis I-II* w *Developments in sedimentology*).

Cechy fizjograficzne składników cementów ortochemicznych obserwuje się w skaningowym mikroskopie elektronowym, a w studiach minerałów ilastych często bardziej użytecznym bywa elektronowy mikroskop transmisyjny. Nieocenioną pomocą jest też analiza katodoluminescencyjna (Marshall, 1989; Sikorska-Jaworowska, 1994), dzięki której można wykryć niedostrzegalne w mikroskopie polaryzacyjnym pseudomorfozy, budowę pasową osobników i poszczególne sukcesje mineralne (ryc. 13, 14). Zbadanie składu chemicznego w poszczególnych mikroobszarach cementów (ryc. 15, 16) oraz uzyskanie danych o rozmieszczeniu pierwiastków w strukturach kryształów jest możliwe dzięki badaniom w mikrosondzie elektronowej (ryc. 17). Ważnych wskazówek o temperaturach krystalizacji cementów i stopniu zasolenia roztworów porowych dostarczają badania inkluzji fluidalnych. Niezbędną pomocą są oznaczenia stabilnych izotopów pierwiastków lekkich, których wyniki dostarczają wskazówek o składzie izotopowym wód w zbiornikach sedimentacyjnych i w obrębie systemów porowych, o pochodzeniu płynów porowych, paleotemperaturach krystalizacji minerałów diagenetycznych, zmianach w warunkach redox w czasie diagenetyzacji i o jeszcze innych, nie wymienionych tu zjawiskach przyrodniczych (Polański, 1979; Bowen, 1988; Longstaffe, 1994).

### Rozpuszczanie

Procesy rozpuszczania diagenetycznego, rozpoczynające się zwykle korozją, należą do zjawisk niezwykle ważnych, gdyż one to wpływają na fizyczne cechy skał, zwłaszcza na ich porowatość. Są przyczyną tworzenia się porowatości wtórnej, szczególnie — wewnątrzziarnowej. Niektóre ziarna detrytyczne są odporne na działanie czynników chemicznych; ziarna kwarcu atakowane przez roztwory porowe o odczynie alkalicznym często odznaczają się tylko skorodowaniem powierzchni. Znacznie bardziej podatne są ziarna skaleni, niekiedy pozostają z nich tylko relikty, a czasem bywają one rozpuszczone całkowicie. Przykładem skał, w których rozpuszczanie skaleni było ważną przyczyną utworzenia się dobrych właściwości zbiornikowych, są arkozowe piaskowce jury środkowej, występujące w Morzu Północnym, na obszarze rowu Wikinga (Bjørlykke i in., 1992), skąd od lat eksploatuje się ropę naftową. Do detrytycznych składników skalnych, poddających się rozpuszczaniu diagenetycznemu należą także lyszczyki, amfibole, pirokseny i niektóre minerały ilaste. Roztwory o odczynie alkalicznym rozpuszczają również cementy, szczególnie kwarcowe. Efektem działania roztworów o odczynie kwaśnym jest rozpuszczanie detrytycznych i autigenicznych składników skalnych zbudowanych z węglanów wapnia i magnezu. Szczególnie istotnym może okazać się



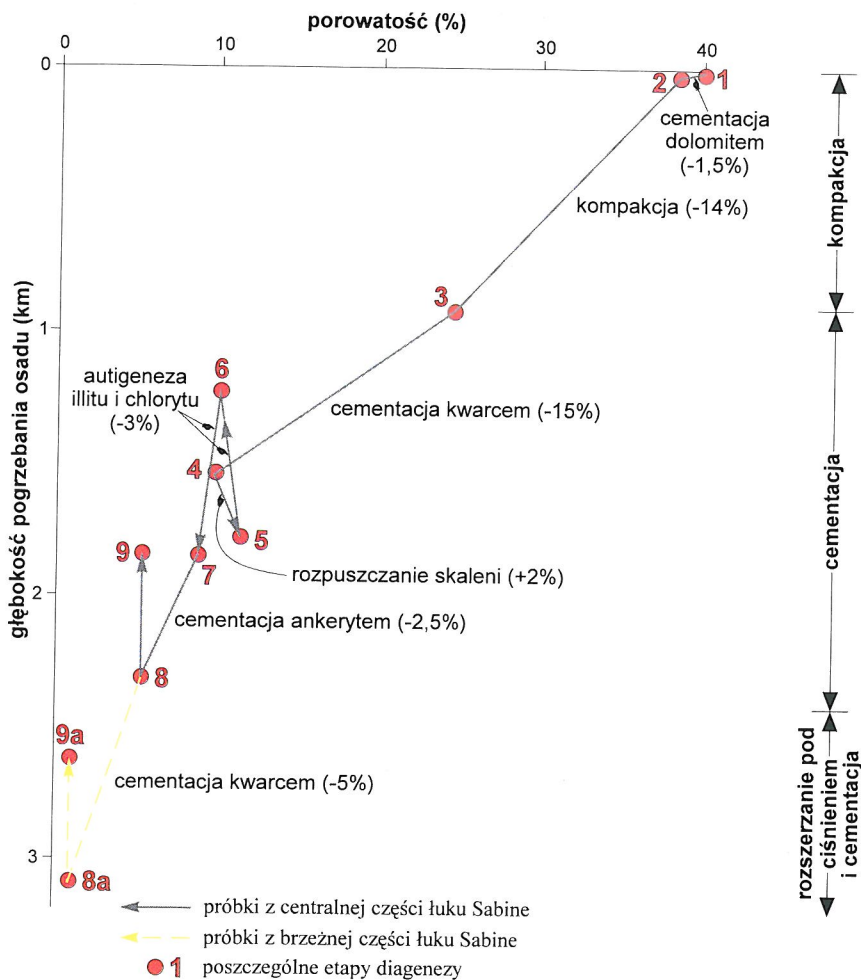
Ryc. 32. Sekwencja diagenetyczna osadów czerwonego spągowca z Morza Północnego (Purvis, 1992, nieco zmienione)

rozpuszczanie pospolitych w skałach cementów kalcytowych (ryc. 18), co prowadzi do tworzenia wtórnych porowatości międzyziarnowych. Jeśli w dalszej historii litogenezy skały pory te nie zostaną zabudowane, może ona odznaczać się doskonałymi własnościami zbiornikowymi. Najmniej aktywnymi są roztwory o odczynie obojętnym, jednak i one rozpuszczają niektóre składniki skalne (ryc. 19).

Należy przypomnieć, iż zgodnie z zasadą Rieckiego (Füchtbauer, 1974), rozpuszczalność minerałów w płynach porowych wzrasta wraz z ciśnieniem. Płyny te wzbogacają się w składniki chemiczne. Wzrost nasycenia płynów i ich supersaturacja są z kolei przyczynami precipitacji kolejnych sukcesji cementów.

### Zastępowanie

Diagenetyczne zastępowanie minerałów należy do dużej grupy procesów metasomatycznych. Wśród piaskowców i zlepieńców najczęściej polega ono na zastę-



Ryc. 33. Sekwencja diagenetyczna z uwzględnieniem ewolucji porowatości osadów kredowych z Teksasu (Dutton & Diggs, 1992, nieco zmienione)



powaniu ziarn detrytycznych przez cementy, pospolite również jest zastępowanie poszczególnych składników spoiw cementami. Zastępowanie bywa częściowe, gdy minerały ortochemiczne wypełniają tylko część ziarna (ryc. 20), bywa też całkowite, gdy tworzą się pseudomorfozy po ziarnach lub po kryształach (ryc. 21). Działanie procesów zastępowania diagenetycznego ma wielką wagę, gdyż wywiera negatywny wpływ na właściwości zbiornikowe skał, doprowadzając czasem do całkowitej redukcji ich porowatości i przepuszczalności.

Jednym z najpospolitszych przykładów zastępowania w skałach silikoklastycznych jest zastąpienie skaleni przez kalcyt (ryc. 22, 23) lub przez anhydryt. Niekiedy kalcytyzacja skaleni jest tak zaawansowana, że pseudomorfozy po ich ziarnach są widoczne tylko dzięki analizie katodoluminescencyjnej.

Notuje się też ziarna skaleni i okruchy skał wulkanicznych, wypełnione w części przez kalcyt, a w części przez anhydryt. Okruchy skał węglanowych i elementów szkieletowych bywają niekiedy obiektami zastępowania kalcytu lub dolomitu przez anhydryt lub kwarc (ryc. 20). Klasty, ooidy i spoiwa szamozytowe często ulegają syderytyzacji (ryc. 24). Kierunek przemian minerałów diagenetycznych zawierających żelazo, jego utlenienie bądź redukcja zależą od wartości potencjału redukcyjno-oksydacyjnego środowiska diagenety. Wskutek zmienności odczynu i stosunków redox wód porowych często obserwuje się efekty diagenety multifa-zowej (ryc. 25).

### Neomorfizm

Neomorfizm jest zbiorczą nazwą obejmującą procesy rekrystalizacji minerałów i ich przeobrażeń polimorficznych (Folk, 1959). Wyróżnia się neomorfizm agradacyjny, określający zjawiska rekrystalizacji, gdy następuje wzrost osobników mineralnych (ryc. 26, 27) oraz neomorfizm degradacyjny, gdy rozmiary osobników maleją. Przykładem neomorfizmu agradacyjnego jest m. in. zjawisko rekrystalizacji kwarcowych cementów obwódkowych, co prowadzi do tworzenia się regeneracyjnych cementów porowych. Do przemian polimorficznych zalicza się przeobrażenia inwersyjne struktur mineralnych bez zmiany składu chemicznego. Najpospolitszymi przykładami będą tu przemiany chalcedonu w kwarc i aragonitu w kalcyt.

### Przeobrażenie

Do zjawisk określanych jako przeobrażenie (Bjørlykke, 1983; Tucker, 1991) zaliczane są procesy tworzenia się nowych faz mineralnych kosztem innych, przy czym nowe fazy na ogół nie zachowują form składników wcześniejszych. Procesy te stanowią część szerokiego pojęcia „autigenesa” i przez niektórych badaczy stosowane są równorzędnie. Do omawianych zjawisk należą przeobrażenia skaleni i łuszczyków w minerały ilaste, także transformacje szkliwa wulkanicznego w minerały z grupy smektytu, chlorytu lub wermikulitu. Smektyty ulegają przeobrażeniom w minerały mieszanopakietowe illit/smektyt (I/S) oraz w illit.

Badanie składu fazowego tej grupy minerałów w piaskowcach umożliwia określenie maksymalnych temperatur przepływających przez nie ciepłych roztworów (Środoń, 1996). Podstawowe dane o temperaturach krystalizacji minerałów diagenetycznych zawierają m.in. publikacje Boggsa (1987) i Bjørlykke i in., (1989).

Sposób wykształcenia nowych faz mineralnych ma

ogromne znaczenie dla kształtowania się właściwości zbiornikowych skał. Szczególnie istotne jest wykształcenie autigenicznego illitu w postaci włókien, co w znaczny sposób ogranicza przepuszczalność.

Procesy zastępowania i transformacji zwykle potęgują się wraz z głębokością pogrzebania. Za etap „graniczny” między późną diagenetą a wczesnym metamorfizmem uważa się tworzenie takich minerałów, jak Fe-ripidolit, pirofyllit, laumontyt. Istotnymi wskaźnikami zaawansowania przeobrażeń są: współczynnik Küblera, czyli stopień krystaliczności illitu oraz stopień uwęglenia substancji organicznej, określony przez pomiar refleksyjności wityrnytu (Füchtbauer, 1978).

### Ewolucja porowatości i przepuszczalności

Z tokiem przemian diagenetycznych osadów są nierozłącznie związane zmiany ich porowatości. Według Tuckera (1991) na zachowanie porowatości pierwotnej mają wpływ następujące czynniki: wysoka odporność ziarn, niska zawartość minerałów łatwo rozpuszczalnych, wczesna cementacja (szczególnie tworzenie się cementów obwódkowych), wczesne wpłynięcie węglowodorów do przestrzeni porowych oraz nadciśnienie, ograniczające kompaktację chemiczną. Dla redukcji porowatości pierwotnej mają znaczenie: wysoka zawartość ziarn słabo odpornych (np. klastów skał wulkanicznych i zasadowych głębinowych), wysoka zawartość składników łatwo rozpuszczalnych (np. szkliwa wulkanicznego, krzemionki organicznej), niskie ciśnienie hydrostatyczne roztworów porowych oraz kompaktacja.

Czynniki ułatwiające tworzenie się porowatości wtórnej, to: dopływ wód meteorycznych rozpuszczających skalenie, łuszczyki (ryc. 28) i węglany, wysoka zawartość kerogenu w występujących w pobliżu łupkach produkujących CO<sub>2</sub>, transformacje kaolinitu, smektytu i minerałów I/S w illit oraz wysokie ciśnienie porowe, prowadzące do tworzenia się spękań.

W geologii naftowej skały dobre i bardzo dobre w aspekcie właściwości zbiornikowych odznaczają się porowatością powyżej 20% (Jenyon, 1990). Często bywa to głównie porowatość wtórna, utworzona wskutek rozpuszczenia ziarn detrytycznych i cementów.

Przepuszczalność skał jest zależna od liczby, wielkości i kształtu porów, natury ich połączeń (z którymi związana jest wielkość ciśnień kapilarnych), co wynika ze sposobu diagenetycznego zabudowania przestrzeni porowych. W historii diagenety osadów przepuszczalność ewaluuje wraz z porowatością.

Według Levorsena (1956) przepuszczalność dobrą określa zakres 10–100 mD, bardzo dobrą — zakres 100–1000 mD. Jak wspomniano wcześniej, ogromne znaczenie dla redukcji przepuszczalności ma wzrost ilastych minerałów autigenicznych o pokroju włóknistym, głównie illitu (ryc. 29). Oznaczenie wieku izotopowego K-Ar w takim illicie określa datę zamknięcia dróg migracji węglowodorów płynnych w obrębie badanego osadu (Trewin, 1989; Środoń, 1986).

### Sekwencje diagenetyczne

Sformułowanie sekwencji diagenetycznej wymaga nagromadzenia wyników kompleksowych badań i zestawienia ich z uwzględnieniem kolejności przemian posedymentacyjnych w osadzie w odniesieniu do głębokości jego pogrzebania. Wstępem powinno być rozpoznanie systemu

depozycyjnego osadu. Badacze diagenetyki dążą do poznania przyczyn dostrzeżonych przeobrażeń, szczególnie do określenia pochodzenia roztworów powodujących autigenizację składników mineralnych. Wielkie znaczenie przywiązuje się tu do rozmieszczenia uskoku, stanowiącego doskonałą drogę przepływu roztworów (Bjørlykke i in., 1989; Gaupp i in., 1993).

Z prac poświęconych diagenetyce skał osadowych wybrano cztery przykłady sekwencji, różniące się nieco sposobem konstrukcji. Pierwszy z nich (ryc. 30), najprostszy, pochodzący z pracy Higley (1992) przedstawia powiązanie poszczególnych procesów posedymentacyjnych osadów kredowych z Wyomingu (USA) z fazami wczesnego, pośredniego i późnego pogrzebienia. Generowanie ropy naftowej i jej migracja miały miejsce przed autigenizacją kaolinitu i minerałów I/S. Drugi przykład odnosi się do skał czerwonego spągowca z północnych Niemiec (ryc. 31; Gaupp i in., 1993). Autorzy zestawili kolejność tworzenia się minerałów diagenetycznych w eo- i mezodiagenetyce, określając odczyn wód porowych wnikałych w osad. Procesy diagenetyki wczesnej były związane z działaniem wód meteorycznych, a diagenetyki pośredniej — z aktywnością alkalicznych roztworów z plawy, kwaśnych roztworów wstępujących z karbońskich pokładów węgla oraz zstępujących solanek cechsztyńskich. Migracja węglowodorów jest tu ostatnim z wyróżnionych procesów.

Trzeci przykład sekwencji, to zestawienie procesów diagenetycznych z czasem trwania diagenetyki i historią pogrzebienia osadów czerwonego spągowca z południowej części Morza Północnego (ryc. 32; Purvis, 1992). Na rysunku zaznaczono inwersję tektoniczną osadów i jej wiek.

Ostatni przykład (ryc. 33) dotyczy diagenetyki osadów kredy dolnej z wschodniej części Teksasu (Dutton & Diggs, 1992). Autorzy określili głębokości tworzenia się poszczególnych rodzajów cementów oraz wyliczyli wielkość spadku pierwotnej porowatości osadów w poszczególnych etapach kompaktacji i cementacji. Rozpuszczanie skał na głębokości 1,5–1,8 km spowodowało utworzenie porowatości wtórnej, następnie zniszczonej przez cementację.

Podane wyżej przykłady sekwencji diagenetycznych mogą posłużyć do opracowania podobnych modeli dla badanych osadów z obszaru Polski. Będą one przydatne tak dla analizy poszczególnych basenów sedymentacyjnych, jak i dla poszukiwań złóż ropy naftowej i gazu ziemnego.

## L i t e r a t u r a

BISSELL H.J. 1959 — Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 7: 150–185.  
 BJØRLYKKE K. 1983 — Diagenetic reactions in sandstones [In:] Parker A. & Sellwood B.W. (eds.), Sediment Diagenesis. NATO ASI Series, C, 155: 169–214. Reidel, Dordrecht.  
 BJØRLYKKE K., NEDKVITNE T., RAMM M. & SAIGAL G.C. 1992 — Diagenetic processes in the Brent Group (Middle Jurassic) reservoirs of the North Sea: an overview. [In:] Morton A.C., Haszeldine R.S., Giles M.R. & Brown S. (eds.), Geology of the Brent Group. Geol. Soc. Spec. Publ., 61: 263–287.  
 BJØRLYKKE K., RAMM M. & SAIGAL G.C. 1989 — Geol. Rundschau 78: 243–268.  
 BOGGS S. Jr. 1987 — Principles of sedimentology and stratigraphy. Merrill Publ. Comp.

BOWEN R. 1988 — Isotopes in the Earth Sciences. Elsevier Applied Sci., London & New York.  
 DAPPLES E.C. 1967 — Diagenesis in sandstones. [In:] Developments in sedimentology, 8: 91–126. Elsevier.  
 DUTTON S.P. & DIGGS T.N. 1992 — Bull. AAPG, 76: 252–269.  
 FAIRBRIDGE R.W. 1967 — Phases of diagenesis. [In:] Developments in sedimentology, 8: 19–90. Elsevier.  
 FAIRBRIDGE R.W. & BOURGEOIS J. (eds.) 1978 — The encyclopedia of sedimentology. Dowden, Hutchinson & Ross, Inc. Stroudsburg.  
 FOLK R.L. 1965 — Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 13: 14–48.  
 FÜCHTBAUER H. 1974 — Bull. Centre Rech. Pau.-SNPA, 8: 391–403.  
 FÜCHTBAUER H. 1978 — Clastic sediments-litification and diagenesis. [In:] Fairbridge R.W. & Bourgeois J. (eds.), The encyclopedia of sedimentology: 132–136. Dowden, Hutchinson & Ross, Inc. Stroudsburg.  
 GAUPP R., MATTER A., PLATT J., RAMSEYER K. & WALZEBUCK J. 1993 — Bull. AAPG, 77: 1111–1128.  
 GRADZIŃSKI R., KOSTECKA A., RADOMSKI A. & UNRUG R. 1976 — Sedymentologia, Wyd. Geol.  
 HARWOOD G. 1989 — Principles of sedimentary petrography. [In:] Tucker M. (ed.), Techniques in sedimentology: 108–173. Blackwell Sci. Publ. Oxford.  
 HIGLEY D.K. 1992 — Bull. U.S. Geol. Survey, 1917/G: 7–16.  
 JENYON M.J. 1990 — Oil and gas traps. Aspects of their seismic stratigraphy, morphology and development. Wiley & Sons.  
 LARSEN G. & CHILINGAR G.V. 1967 — Diagenesis in sediments. Developments in sedimentology, 8. Elsevier.  
 LEVORSEN A.I. 1956 — Geology of petroleum. Freeman & Comp. San Francisco.  
 LONGSTAFFE F.J. 1964 — Stable isotopic constraints on sandstone diagenesis in the Western Canada Sedimentary Basin. [In:] Parker A. & Sellwood B.W. (eds.), Quantitative diagenesis: recent developments and applications to reservoir geology. NATO ASI Series, C, 453: 223–274. Kluwer, Dordrecht.  
 MARSHALL D.J. 1978 — Cathodoluminescence of geological materials. Unwin Hyman. Boston.  
 MASTALERZ K., PROTAS A. & WOJEWODA J. 1981 — [W:] Przew. 62 Zjazdu Nauk. PTG, Poznań: 124–126.  
 OLSEN C.R. 1978 — [In:] Fairbridge R.W. & Bourgeois J. (eds.), The encyclopedia of sedimentology: 110–113. Dowden, Hutchinson & Ross, Inc. Stroudsburg.  
 ORME G.R. & FAIRBRIDGE R.W. 1978 — Diagenesis: 252–256. Dowden, Hutchinson & Ross, Inc. Stroudsburg.  
 PERIER R. & QUIBLIER J. 1974 — Bull. AAPG, 58: 507–520.  
 POLAŃSKI I. 1979 — Izotopy w geologii. Wyd. Geol.  
 PURVIS K. 1992 — Sedimentary Geology, 77: 155–171.  
 SELLWOOD B.W. 1994 — Principles of carbonate diagenesis. [In:] Parker A. & Sellwood B.W. (eds.), Quantitative Diagenesis: recent developments and applications to reservoir geology, NATO ASI Series, C, 453: 1–32. Kluwer, Dordrecht.  
 SIKORSKA-JAWOROWSKA M. 1994 — Prz. Geol., 42: 256–263.  
 SORBY H.C. 1908 — J. Geol. Soc. London, 64: 171–232.  
 ŚRODOŃ J. 1996 — K-Ar dating of diagenetic events. The 2nd Conference on Geochemical and Petrophysical Investigations in oil and Gas Exploration. Janowice, 10–12 April 1996: 298–299.  
 TREWIN N.H. 1989 — Use of the scanning electron microscope in sedimentology. [In:] Tucker M. (ed.), Techniques in sedimentology: 229–273. Blackwell.  
 TUCKER M.E. 1991 — Sedimentary petrology. Blackwell.