

## Diagenезa ewaporatów

Tadeusz Marek Peryt\*

Ewaporaty są skałami, w których historia zastąpień jednych minerałów przez inne jest nieporównanie bardziej złożona, niż ma to miejsce w wypadku jakiegokolwiek innej grupy skał (Shearman, 1966). Od dawna wiadomo, że nawet mała zmiana temperatury w warunkach pogrążenia łatwo powoduje zmiany minerałów ewaporatowych. Było to określane metamorfizmem związanym z pogrążaniem (Stewart, 1963; Borchert & Muir, 1964; Braitsch, 1971), chociaż nie było zgody co do tego, które z obserwowanych cech zostały spowodowane zmianami związanymi z pogrążaniem, a które były cechami depozycyjnymi. Ilustracją trudności jest problem halitu szewronowego, do niedawna traktowanego jako forma wskazująca na powstanie na dnie panwi solnej (np. Spencer & Lowenstein, 1990, s. 143). Skład roztworów zawartych w pierwotnych inkluzjach fluidalnych ułożonych w pasmach biegnących równolegle do ściany [100] jest powszechnie traktowany jako wskazujący na skład chemiczny solanek, z jakich ten halit się wytrącał (np. Petryczenko, 1988), ale ostatnio pogląd ten został zakwestionowany (Chiple & Kyser, 1994). Zdaniem Chiple & Kysera (1994), halit szewronowy może bowiem tworzyć się także w warunkach wgłębnych, np. w wyniku ochłodzenia w systemach zamkniętych.

W ciągu ostatnich kilku dekad, w rezultacie badań współczesnych środowisk depozycji ewaporatowej, nastąpił bardzo duży postęp w poznaniu cech pierwotnych i wczesnodiagenetycznych ewaporatów, natomiast bardzo niewiele jest jeszcze wiadomo o szczegółach procesów diagenetycznych zaangażowanych w zmiany ewaporatów w trakcie pogrążania. Struktury sedimentacyjne i cechy diagenetyczne ewaporatów związanych z płytkomorskimi osadami węglanowymi zostały ostatnio scharakteryzowane przez Demicco & Hardiego (1994). Niedawno Spencer & Lowenstein (1990) omówili kryteria petrograficzne odróżniania cech syndepozycyjnych od pogrążeniowych, podkreślając, iż właśnie wyróżnienie minerałów, tekstur i struktur o pierwotnej genezie sedimentacyjnej od tych spowodowanych przemianami diagenetycznymi ma kluczowe znaczenie dla właściwej interpretacji informacji zawartych w ewaporatach.

Należy też zaznaczyć, iż ewaporaty często — zwłaszcza na etapie diagenetyzacji — mogą zniknąć (*vanished evaporites*), a o ich pierwotnym istnieniu świadczą odlewy kryształów ewaporatowych i pseudomorfozy po minerałach ewaporatowych (np. Bodzioch & Kwiatkowski, 1992; Peryt

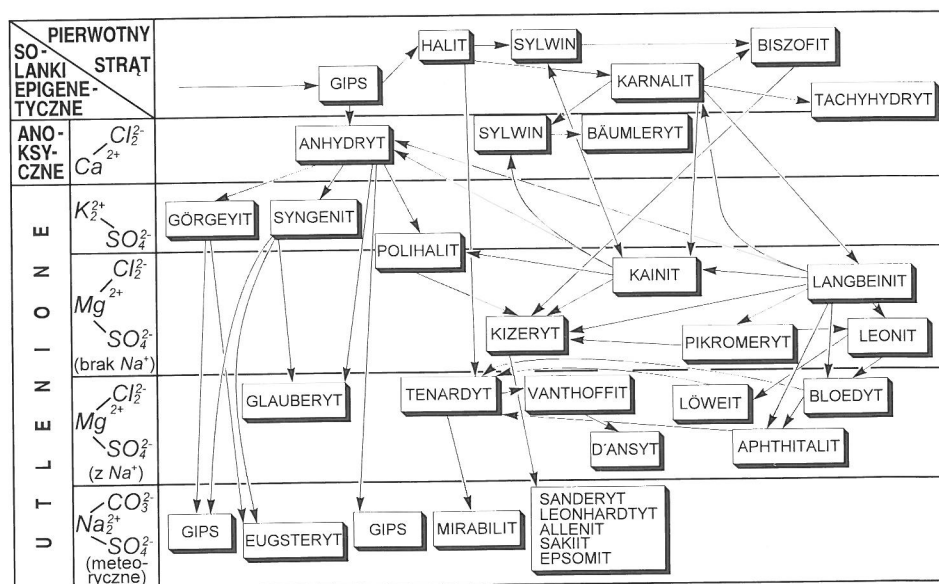
& Kasprzyk, 1992), a także obecność moganitu (Heaney, 1995).

W utworach węglanowych częste są gruzły kalcytu, dolomitu, celestynu lub kwarcu, przypominające swą morfologią gruzły anhydrytowe z sebh Zatoki Perskiej i często interpretowane jako pseudomorfozy po takich właśnie gruzłach. Interpretacja takich gruzłów jest szczególnie trudna, gdyż w bardzo wielu przypadkach nie ma jednoznacznych kryteriów pozwalających na stwierdzenie, iż minerały ewaporatowe były pierwszymi minerałami (Demicco & Hardie, 1994).

### Ewaporaty pierwotne i wtórne

W wypadku ewaporatów wyznaczenie granicy pomiędzy sedimentacją i diagenезą stwarza dodatkowe trudności, jako że koncentracja solanki nie jest procesem ciągłym — jest ona bowiem przerywana rozcieńczeniem spowodowanym opadami, pływami sztormowymi itp. Ponieważ inicjalne precipitaty mogą ulec — i często ulegają — przemianie zaraz po depozycji, określenie, czy zmiany, jakim ewaporaty uległy, są pierwotne czy wtórne, to w gruncie rzeczy problem semantyczny (Spencer & Lowenstein, 1990, p. 141).

Ryc. 1 przedstawia przemiany morskich ewaporatów pod wpływem cyrkulujących solanek, natomiast tab. 1 — precipitaty pierwotnych solanek i ich przemiany. Należy przy tym podkreślić, że problem odróżniania ewaporatów morskich od niemorskich budzi wiele wątpliwości (zob. Hardie, 1984), a sprawę dodatkowo komplikuje fakt, iż osady ewaporatowe powstałe z wody morskiej mogły być poddane oddziaływaniu wód hydrotermalnych, meteorycznych lub gruntowych. Obserwuje się to np. we współczesnej



Ryc. 1. Przemiany morskich ewaporatów pod wpływem cyrkulujących solanek (według Sonnenfelda, 1984)

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

depresji Danakil w Etiopii (Holwerda & Hutchinson, 1968; Hardie, 1990). Koncepcja złożonej proveniencji wód wpływających na ewaporaty zyskuje obecnie coraz większe poparcie i w taki właśnie sposób są interpretowane niektóre baseny ewaporatowe (np. Hovorka i in., 1993, Williams-Stroud, 1994, Attia i in., 1995, Petryczenko i in., 1995). Ma to także oczywiste implikacje dla diagenetyzacji ewaporatów. Również działanie wód słodkich w płytkopodpowierzchniowym środowisku diagenetycznym ma duży wpływ na ewaporaty (poprzez rozpuszczanie halitu, cementację gipsową, hydratację anhydrytu oraz rozpuszczanie gipsu — Hovorka & Granger, 1988).

Ponieważ dokładne określenie czasu zmian diagenetycznych ewaporatów jest bardzo istotne, celowe wydaje się wyróżnianie dwóch wyraźnych kategorii:

— związanych wyraźnie ze środowiskiem depozycyjnym i z procesami w nim działającymi (zarówno w trakcie depozycji, jak i wczesnej diagenetyzacji), oraz

— nie związanych z tym środowiskiem oraz procesami. Ta druga kategoria dotyczyłaby procesów wtórnych.

Jako kryteria cech syndeponicznych służą: struktury sedimentacyjne, tekstury detrytyczne, więźba krystaliczna, cechy rozpuszczania-reprecypitacji oraz cementy (Spencer & Lowenstein, 1990).

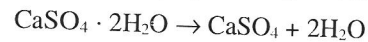
Na ogół obserwuje się współwystępowanie cech pierwotnych i wtórnych. Z powodów praktycznych ewaporaty, w których rozpoznać można cechy pierwotne, traktuje się właśnie jako ewaporaty pierwotne, chociaż ilościowo ewaporaty wtórne mogą nad pierwotnymi znacznie dominować. Dla przykładu, cechy pierwotne w halitach formacji z San Andres (perm basenu Palo Duro w Teksasie), cechujących się wyjątkowo dobrym zachowaniem cech strukturalnych i teksturalnych, stwierdzono tylko w 30% badanych płytek cienkich (Hovorka, 1994). Należy przy tym zaznaczyć, że w warunkach płytkiego pograżenia diagenetyczne cementy halitowe mogą tworzyć przeszło połowę objętości skały (Shearman, 1970). We współczesnych środowiskach panwi solnych cementacja redukuje wysoką porowatość depozycyjną (jak również porowatość będącą wynikiem rozpuszczania podczas zalewu panwi słodką wodą) z 50% do <10% pod nadkładem 10 m i do prawie całkowitej eliminacji porowatości pod nadkładem ok. 45 m (Casas & Lowenstein, 1989).

Kompakcja spowodowana rosnącym nadkładem powoduje przy tym usunięcie solanek interstycjalnych, a ponieważ ciśnienie poziome w soli wynosi średnio tylko 80% ciśnienia pionowego (Sonnenfeld, 1992, s. 270), ułatwia to poziome ruchy solanek, które ewentualnie mogą wznosić się jako solanki artezyjskie przez szczeliny i spękania. Powszechnie uważa się (np. Land & Prezbindowski, 1985; Spencer, 1987), iż wysokie zasolenie wglębnych wód formacyjnych jest związane z ewaporatami bądź ich macierzy-

stymi solankami, zatem fakt całkowitej cementacji halitów panwi solnych na niewielkiej głębokości ma ważne implikacje dla genezy owych wód (zob. dyskusja w: Casas & Lowenstein, 1989).

## Anhydrytyzacja

Gips przechodzi w anhydryt według wzoru



w temperaturze zależnej od fizycznego i geochemicznego środowiska gipsu. Główne czynniki warunkujące tę temperaturę to aktywność wody w płynach porowych oraz ciśnienie płynów porowych (MacDonald, 1953; Hardie, 1967; Hanshaw & Bredehoeft, 1968). W warunkach suchej transformacji gipsu w anhydryt, pośrednią fazą jest bassanit, przy czym dane eksperymentalne wskazują, iż anhydryt powstały w wyniku „suchej” dehydracji powinien być anhydrytem alfa (rozpuszczalnym), natomiast w przyrodzie stwierdza się anhydryt beta (nierozpuszczalny). Ta rozbieżność może być spowodowana faktem, iż oprócz czynników termodynamicznych ważne znaczenie dla przekształceń minerałów ewaporatowych w sekhach miały również uwarunkowania klimatyczne i biologiczne (Gunatilaka i in., 1985). Rzadkie występowanie bassanitu w obecnych środowiskach sebhych brzeżnej (Kinsman, 1974; Gunatilaka i in., 1985), a częste — w wykwitach solnych stref suchych (sebhach kontynentalna/playa) (Smykatz-Kloss i in., 1985) — wydaje się być właśnie klimatycznie uwarunkowane.

Wyniki modelowań Jowetta i in. (1993) wykazały, że również litologia nadkładu i środowisko tektoniczne warunkują głębokość przejścia gipsu w anhydryt. Gips przechodzi w anhydryt na małej głębokości (ok. 400 m), kiedy jest przykryty przez słabe przewodniki (takie jak łupki lub gips w środowisku ryftowym) lub na dużej głębokości (hipotetycznie 4 km), kiedy jest przykryty dobrymi przewodnikami (takimi jak sól w stabilnym rejonie kratonicznym).

W anhydrytach często stwierdza się obecność licznych, charakterystycznych struktur wskazujących na pierwotną obecność gipsu (np. Peryt i in., 1993; Peryt, 1994 — anhydryty cechsztyńskie i Kasprzyk, 1995 — anhydryty badeńskie). We współczesnym środowisku sebhych Kuwejtu anhydryt zawsze ma prekursora gipsowego i tworzy się w warunkach średniej rocznej temperatury 30°C i chlorowości solanki 4 mol Cl kg<sup>-1</sup> (Gunatilaka, 1990). Przejście gipsu w anhydryt jest procesem rozpuszczania-reprecypitacji, który wszakże jest tylko częściowo warunkowany czynnikami fizyko-chemicznymi — znaczną bowiem rolę mają czynniki klimatyczne i biologiczne. Solanki nasycone względem halitu są wystarczająco higroskopijne, aby przekształcić gips w anhydryt w temperaturze ponad 18°C (Braitsch, 1964; Butler, 1969; Langbein, 1979; Sonnenfeld, 1984), przy czym niezbędnym warunkiem powstania anhydrytu wydaje się być obecność materii organicznej (Sonnenfeld, 1992, s. 270).

Zastąpienie większości (lub całości) gipsu przez anhydryt jest często bardzo wczesne. Hovorka (1992) udokumentowała — w permie basenu Palo Duro — iż znaczna część tego zastąpienia nastąpiła pod przykryciem osadu m. Diagenetyzacja następująca w obecności solanek o mniejszym zasoleniu powodowała przy tym zatarcie pierwotnych struktur sedimentacyjnych poprzez powstanie gruzłów, natomiast obecność solanek o wysokim zasoleniu umożliwiała zachowanie pseudomorfoz po dużych kryształach gipsu. Z kolei dopływ solanek nasyconych względem halitu na dno stawków solankowych powodował rozległe zastąpienie gipsu

Tab. 1. Precypitaty pierwotnych solanek i ich przemiany (wg Sonnenfelda, 1992)

Typ solanki	Precypitaty
kontynentalna (woda meteoryczna)	węglany sodu (i wapnia), siarczany sodu (i wapnia), podrzędnie gips i halit
morska (basen z szerokimi szelfami)	aragonit, gips; halit, sylwin, karnalit
morska (baseny o stromych stokach)	aragonit, halit, karnalit, tachyhydrit
morska (zmieniona przez dopływ wód meteorycznych)	anhydryt, halit, siarczany potasu i magnezu, bischofit, siarczany sodu i magnezu

przez halit (Hovorka, 1992). Schreiber & Walker (1992) uznali, iż proces pseudomorficznego zastąpienia gipsu przez halit na granicy warstwowych siarczanów i chlorków w cyklicznych ewaporatach jest cechą nierównowagi termicznej i jest związany z tym, iż gorące solanki — nienasycone względem gipsu i przesycone względem halitu — powodują zastąpienie, kiedy znajdują się w kontakcie z wcześniej powstałym podłożem gipsowym.

Powstanie struktur gruzłowych w anhidrycie z basenu Palo Duro można porównać (Hovorka, 1992) z powstawaniem gruzłów gipsowych we współczesnych playach Zachodniego Teksasu (Hussain & Warren, 1989); te drugie gruzły tworzą się w warstwowanym subakwalnym gipsie w wodach gruntowych o umiarkowanym zasoleniu. Jest to o tyle istotne, iż w praktyce geologicznej od momentu stwierdzenia anhidrytu gruzłowego w sebach Zatoki Perskiej powszechne stało się interpretowanie anhidrytu gruzłowego (lub też gruzłów kalcytowych bądź czertowych uważanych za pseudomorfozy po gruzłach anhidrytu) jako kryterium syndepozycyjnego powstawania ewaporatów w środowisku sebhyy. Tymczasem gruzły anhidrytu mogą tworzyć się na różnej głębokości (od prawie zera do kilku tysięcy metrów - Machel, 1993) i w różnych środowiskach, o czym świadczą zastąpienia kryształów gipsu powstałych w środowiskach subakwalnych (np. Loucks & Longman, 1982; Peryt, 1996, Fig. 18) lub bezpośrednio z roztworów hydrotermalnych, na co wskazuje stwierdzenie gruzłów anhidrytu w osadach głębokomorskich Morza Czerwonego (zob. Demicco & Hardie, 1994, p. 201). Wreszcie powstawanie gruzłów anhidrytu może być procesem powtarzającym się w historii diagenetycznej ewaporatów (np. Salvany i in., 1994). Demicco i Hardie (1994) zwrócili uwagę, że wynikiem pograżeniowej dehydratacji kryształów bądź grup kryształów gipsu może być powstanie gruzłów anhidrytu w podobny sposób, jak to się obserwuje w środowisku sebhyy, gdyż to nie środowisko, lecz sam proces dehydratacji powoduje powstanie form gruzłowych. Formy te są bowiem odzwierciedleniem sytuacji, w której pojedynczy kryształ gipsu jest zastępowany przez bezkohezyjną - i stąd podatną na deformację — masę drobnych listewek anhidrytu i wodę. W tej sytuacji kluczowym zagadnieniem staje się określenie czasu powstania gruzłów. Często jako dowód prawie równoczesnego z sedymentacją wzrostu gruzłów w środowisku powierzchniowym bądź przypowierzchniowym przytacza się wykrzywianie warstw macierzystego osadu wokół gruzłów, ale fakt ten świadczy wyłącznie o tym, że wzrost gruzłów poprzedził kompaktację.

### Sulfatyzacja morskich facji ewaporatowych

Chociaż w morskich sekwencjach ewaporatowych nie występują pierwotne siarczan potasu, magnezu lub sodu, to wiele permskich i neogeńskich chlorkowych soli potasowych zostało zmienionych w kompleksy wtórnych minerałów siarczanowych potasu, magnezu i nawet sodu (Sonnenfeld, 1992, 1993). Sulfatyzacja poziomów chlorkowych wymaga dopływu solanek natlenionych, tj. wód meteorycznych — jedynych, jakie mogą dostarczyć wystarczającej ilości tlenu. Źródłem jonów siarczanowych mogły być wynurzone szelfy gipsowe (Sonnenfeld, 1993). Pod wpływem zstępujących solanek o temperaturze co najmniej 35°C karnalit przekształca się w kainit (czemu towarzyszy potencjalne zmniejszenie objętości o około 35%), natomiast nieco cieplejsze, bardziej higroskopijne solanki sprzyjają powstaniu langbeinitu (czemu towarzyszy zmniejszenie objętości o 58%), przy czym

wydaje się, iż przed langbeinityzacją karnalitu następuje sylwinityzacja (Sonnenfeld, 1993). Solanki rozpuszczające karnalit zmieniają przy tym gips lub anhidryt w polihalit lub — w wypadku braku rozpuszczonego potasu — w kizeryt; występowanie obydwu tych minerałów jest ograniczone do miejsc na obrzeżach basenów ewaporatowych, gdzie ciepłe solanki MgCl<sub>2</sub> przesiąkały w osady siarczanowe (por. Peryt, 1995). W każdym bądź razie sulfatyzacja chlorkowych soli potasowych permu i neogenu następowała wkrótce po depozycji. Jednym z ubocznych produktów kainityzacji jest tachyhydryt.

Należy też wspomnieć, iż podczas sulfatyzacji dochodzi — w wyniku rozpuszczenia części halitu — do zmiany składu solanki i jej wzbogacenia w sól, co prowadzi do powstania nowych minerałów (ryc. 1), z których tenardyt i glauberit wskazują na wyczerpanie się źródła chlorków. Z kolei solanki CaCl<sub>2</sub>, powstające w wyniku kainityzacji lub langbeinityzacji karnalitu, rozkładu tachyhydrytu lub dopływające z otaczających wód formacyjnych mogą powodować desulfatyzację części utworów, przy czym czynnikiem ograniczającym jest znaczny wzrost objętości, związany z takimi przemianami (Sonnenfeld, 1984, 1993).

### Diagenеза związana z ekshumacją ewaporatów

W wyniku ekshumacji ewaporaty są poddane działaniu słodkich wód gruntowych, co powoduje rozpuszczanie ewaporatów (prowadzące do powstania krasu) oraz hydratację anhidrytu. Wtedy też często dochodzi do kalcytyzacji ewaporatów siarczanowych (np. Lee & Harwood, 1989; Ulmer-Scholle & Scholle, 1994). Typowa sekwencja zmian obejmuje początkową korozję anhidrytu, jeden etap (lub więcej) hydratacji-dehydratacji podczas przemiany w gips, rozpuszczanie gipsu i precypitację sparytu (Scholle i in., 1992).

Podobne zjawiska obserwuje się także w płytkich warunkach wgłębnych, bez znaczącej ekshumacji ewaporatów (np. Swennen i in., 1990).

Chociaż poszczególne etapy cyklu pograżania i następnie ekshumacji, jakiemu podlegają zwłaszcza utwory siarczanowe (np. Langbein, 1987; Hovorka & Granger, 1988), cechują się wyraźnymi cechami i teksturami, to w praktyce często mogą być one trudno rozróżnialne (Langbein, 1987).

Z ekshumacją ewaporatów związana jest także precypitacja gipsu w szczelinach oraz jako cement. Gips występuje jako cement w wypadku hydratacji anhidrytu, w formie pasywnego wypełnienia przestrzeni porowej w piaskowcach i węglanach oraz jako duże euhedralne kryształy w mułowcach. W tych ostatnich, jak również w górnych częściach warstw siarczanowych, występują drobne żyłki wypełnione gipsem włóknistym (*satın spar*). Geneza tych żyłek jest niejasna (zob. omówienie: Gustavson i in., 1994); ostatnio jest ona wiązana z rozpuszczaniem halitu w niżej leżących warstwach (Gustavson i in., 1994), ale żyłki takie są stwierdzane także tam, gdzie osadów halitowych poniżej ewaporatów siarczanowych nie ma obecnie i prawdopodobnie nie było, np. w środkowym miocenie Krymu czy środkowej kredzie basenu Araripe (NE Brazylii).

### Znaczenie ekonomiczne

Większość basenów ewaporatowych cechuje obecność — na ich pierwotnych obrzeżach — znacznych złóż węglowodorów, i np. baseny: cechsztyński i mioceniński w Polsce nie są tu wyjątkiem. Baseny ewaporatowe wytwarzają materii organicznej trzy rzędy wielkości więcej niż otwarty



ocean (Sonnenfeld & Perthuisot, 1989), a działalność metaboliczna mikroorganizmów prowadzi do przemian tej materii w węglowodory nawet w tej części basenu, gdzie wytrąca się halit (Rothschild i in., 1994). Ponieważ chlorek sodu katalizuje przeprowadzenie materii organicznej w stan ciekły, blisko basenów halitowych występuje często ropa naftowa, natomiast obecność gipsu sprzyja gazyfikacji materii organicznej (Sonnenfeld & Perthuisot, 1989).

Równie często z basenami ewaporatowymi związane są złoża siarczków metali (Sonnenfeld, 1984). Wynika to zarówno z faktu, iż solanki hypersalinowe koncentrują metale proporcjonalnie szybciej niż główne jony, prawdopodobnie w wyniku koncentracji biogenicznej (por. Taher i in., 1994), a ponadto pierwiastki metali — zwłaszcza ołowiu i cynku — mogą trafiać w defekty sieci krystalicznej gipsu. W następstwie rekrytalizacji gipsu w anhydryt metale te mogą następnie być redeponowane w utworach porowatych (np. kompleksach rafowych) na obrzeżach basenów ewaporatowych (Sonnenfeld, 1984). Wreszcie należy wspomnieć, iż przemiana chlorków potasu i magnezu w siarczany potasu i magnezu zwiększa całkowitą objętość osadów soli potasowych, co wyraża się częstą konwolucją powierzchni uwarstwienia warstw soli potasowych, a to z kolei czyni ich eksploatację górniczą bardziej zyskowną.

### Literatura

- ATTIA O.E., LOWENSTEIN T.K. & WALI A.M.A. 1995 — *J. Sediment. Res.*, A65: 614–626.
- BODZIOCH A. & KWIATKOWSKI S. 1992 — *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 62: 223–242.
- BORCHERT H. & MUIR R.O. 1964 — *Salt Deposits, the Origin, Metamorphism and Deformation of Evaporites*. Van Nostrand-Reinhold, 338 p.
- BRAITSCH O. 1964 — [W:] A.E.M. Nairn (ed.), *Problems in Paleoclimatology*, 479–490.
- BRAITSCH O. 1971 — *Salt Deposits. Their Origin and Composition*. Springer, Berlin, 297 p.
- BUTLER F.P. 1969 — [W:] *Third Symposium on Salt*, 1: 120–152.
- CASAS E. & LOWENSTEIN T.K. 1989 — *J. Sediment. Petrology*, 59: 724–739.
- CHIPLEY D. & KYSER T.K. 1994 — *SEPM Spec. Publication*, 50: 307–313.
- DEMICO R.V. & HARDIE L.A. 1994 — *SEPM Atlas Series 1*.
- GUNATILAKA A. 1990 — *Sediment. Geol.*, 69: 95–116.
- GUNATILAKA A., AL-TEMEEMI A., SALEH A. & NASSAR N. 1985 — *J. Univ. Kuwait (Science)*, 12: 157–167.
- GUSTAVSON T.C., HOVORKA S.D. & DUTTON A.R. 1994 — *J. Sediment. Res.*, A64: 88–94.
- HANSHAW B.B. & BREDEHOEFT J.D. 1968 — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 79: 1107–1122.
- HARDIE L.A. 1967 — *Amer. Mineral.*, 52: 171–200.
- HARDIE L.A. 1984 — *Amer. J. Sc.*, 284: 193–240.
- HARDIE L.A. 1990 — *Ibidem*, 290: 43–106.
- HEANEY P.J. 1995 — *J. Sediment. Res.*, A65: 633–638.
- HOLWERDA J.G. & HUTCHINSON R.W. 1968 — *Economic Geology*, 63: 124–150.
- HOVORKA S. 1992 — *J. Sediment. Petrology*, 62: 1098–1111.
- HOVORKA S.D. 1994 — *Report of Investigations*, 214.
- HOVORKA S. & GRANGER P.A. 1988 — *Midcontinent SEPM Spec. Pap.*, 1: 137–159.
- HOVORKA S.D., KNAUTH L.P., FISHER R.S. & GAO G. 1993 — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 105: 1119–1134.
- HUSSAIN M. & WARREN J.K. 1989 — *Sediment. Geol.*, 64: 13–24.
- JOWETT E.C., CATHLESS III L.M. & DAVIS B.W. 1993 — *AAPG Bull.*, 77: 402–413.
- KASPRZYK A. 1995 — *J. Sediment. Res.*, A65: 348–357.
- KINSMAN D.J.J. 1974 — [W:] *Fourth Symposium on Salt*. North Ohio Geol. Soc., I: 343–348.
- KINSMAN D.J.J. 1976 — *J. Sediment. Petrology*, 46: 273–279.
- LAND L.S. & PREZBINDOWSKI D.R. 1985 — *AAPG Bull.*, 69: 119–126.
- LANGBEIN R. 1979 — *Z. Geol. Wissenschaften*, 7: 913–926.
- LANGBEIN R. 1987 — *Lecture Notes in Earth Sciences*, 10: 143–188.
- LEE M.R. & HARWOOD G.M. 1989 — *Sediment. Geol.*, 65: 285–305.
- LOUCKS R.G. & LONGMAN M. 1982 — *SEPM Core Workshop*, 3: 130–173.
- MACDONALD G.J.F. 1953 — *Amer. J. Sc.*, 251: 884–898.
- MACHEL H.G. 1993 — *J. Sediment. Petrol.*, 63: 659–662.
- PERYT T.M. 1994 — *Sedimentology*, 41: 83–113.
- PERYT T.M. 1995 — *Prz. Geol.*, 43: 1041–1044.
- PERYT T.M. 1996 — *Sedimentology*, 43 (w druku).
- PERYT T.M. & KASPRZYK A. 1992 — *Sediment. Geol.*, 76: 257–271.
- PERYT T.M., ORTI F. & ROSELL L. 1993 — *J. Sediment. Petrology*, 63: 646–658.
- PETRYCZENKO O.I. 1988 — *Fiziko-chimiczeskije uslowia osadkoobrazowanija w driwnich solerodnych basiejnach*. Nauk. Dumka, Kijew.
- PETRYCZENKO O.I., PERYT T.M., POBEREŻSKI A.W. & KASPRZYK A. 1995 — *Prz. Geol.*, 43: 859–862.
- ROTHSCHILD L.J., GIVER L.J., WHITE M.R. & MANCINELLI R.L. 1994 — *J. Phycology*, 30: 431–438.
- SALVANY J.M., MUÑOZ A. & PÉREZ A. 1994 — *J. Sediment. Res.*, A64: 190–203.
- SCHOLLE P.A., ULMER D.S. & MELIM L.A. 1992 — *Sedimentology*, 39: 207–234.
- SCHREIBER B.C. & WALKER D. 1992 — *J. Sediment. Petrology*, 62: 61–70.
- SHEARMAN D.J. 1966 — *Institute of Mining and Metallurgy Transactions*, 75: 208–215.
- SHEARMAN D.J. 1970 — *Ibidem*, 79: 155–162.
- SMYKATZ-KLOSS W., ISTRATE G., HOETZL H., KOESSL H. & WOHNLIICH S. 1985 — *Chemie der Erde*, 44: 67–77.
- SONNENFELD P. 1984 — *Brines and Evaporites*. Academic Press, Orlando, 613 p.
- SONNENFELD P. 1992 — *Geol. Carpathica*, 43: 259–274.
- SONNENFELD P. 1993 — [W:] *Seventh Symposium on Salt*, I: 219–224.
- SONNENFELD P. & PERTHUISOT J.-P. 1989 — *Brines and Evaporites. Short Course Notes*, 28th IGC, Amer. Geophys. Union, Washington, D.C., 1–128.
- SPENCER R.J. 1987 — *Applied Geochem.*, 2: 373–384.
- SPENCER R.J. & LOWENSTEIN T.K. 1990 — [W:] *Diagenesis* (ed. I.A. McIlreath, D.W. Morrow), *Geoscience Canada Reprint Series*, 4: 141–163.
- STEWART F.H. 1963 — *U.S. Geol. Surv. Profess. Pap.*, 440-Y: 1–53.
- SWENNEN R., VIAENE W. & CORNELISSEN C. 1990 — *Sedimentology*, 37: 859–878.
- TAHER A.G., ABD EL WAHAB S., KRUMBEIN W.E., PHILIP G. & WALI A.M. 1994 — *Mineralium Deposita*, 29: 427–429.
- ULMER-SCHOLLE D.S. & SCHOLLE P.A. 1994 — *Sedimentology*, 41: 1203–1222.
- WILLIAMS-STROUD S.C. 1994 — *Amer. J. Sc.*, 294: 1189–1228.