

Badeńskie ewaporaty ukraińskiego Przedkarpacia: litofacje i miąższość

Gennadi M. Panow*, Anatoli M. Płotnikow*

Badeńskie ewaporaty Przedkarpacia wykazują wiele charakterystycznych cech składu, struktury, formy ciał i stopnia zmian epigenetycznych (np. Dżinoridze i in., 1980; Koriń, 1994) i z tego względu są one reperową formacją podczas korelacji miocenijskich utworów osadowych. Pod względem metodycznym analiza litofacji i opracowanie map litofacyjnych formacji ewaporatowych cechują się specyfiką związaną z faktem, iż w procesie epigenezy utwory ewaporatowe ulegają znacznym zmianom. Dlatego też ważne jest rozróżnianie pierwotnych cech utworów od cech wtórnych (posedymantacyjnych). Jedną z najważniejszych cech pierwotnych warunków sedimentacji hydrochemicznej w basenie ewaporatowym jest obecność domieszek mechanicznych i chemicznych (Sonnenfeld, 1984).

Metodyka pracy

Domieszki występujące w ewaporatowych formacjach Przedkarpacia były przedmiotem analizy, polegającej na rewizji materiałów archiwalnych, dotyczących licznych otworów wiertniczych wykonanych w latach ubiegłych. Rewizja ta polegała na ilościowej i jakościowej ocenie domieszki terygenicznego (w wypadku skał siarczanowych — także węglanowej), a ponadto na analizie charakteru rozmieszczenia tych domieszek w profilu (tj. czy były one równomiernie rozsiadane w skale, czy też występowały w kawernach, szczelinach, w formie soczewek, przewarstwień i warstw). Materiały wiertnicze z ostatnich czterech lat badano w rdzeniach wiertniczych i płytkach cienkich.

Przy analizie badeńskich litofacji siarczanowo-węglanowych istotnym jest problem mineralnej formy pierwotnego (sedymantacyjnego) siarczanu wapnia. Badania geologiczne i geochemiczne, w tym studia inkluzji w gipsie wskazują, iż na wczesnych etapach sedimentacji w badeńskim basenie ewaporatowym siarczan wapnia osadzał się w formie gipsu (Petryczenko i in., 1988; Peryt i in., 1994; Petryczenko i in., 1995). Z tego względu pierwotne litofacje badeńskich utworów siarczanowych uważa się za gipsowe.

Jednym ze wskaźników paleogeografii i reżimu tektonicznego formacji ewaporatowych jest ich miąższość. Może ona odzwierciedlać zarówno warunki pierwotne, takie jak intensywna subsydenca bądź oddziaływanie zastanego reliefu, jak również czynniki wtórne, będące odzwierciedleniem stosunkowo łatwego i szybkiego rozpuszczania ewaporatów w warunkach subaeralnych i związanych z tym rozmywów i resedymantacji. Te właśnie czynniki określają prawidłowości rozkładu miąższości badeńskich ewaporatów Przedkarpacia.

Charakterystyka utworów ewaporatowych

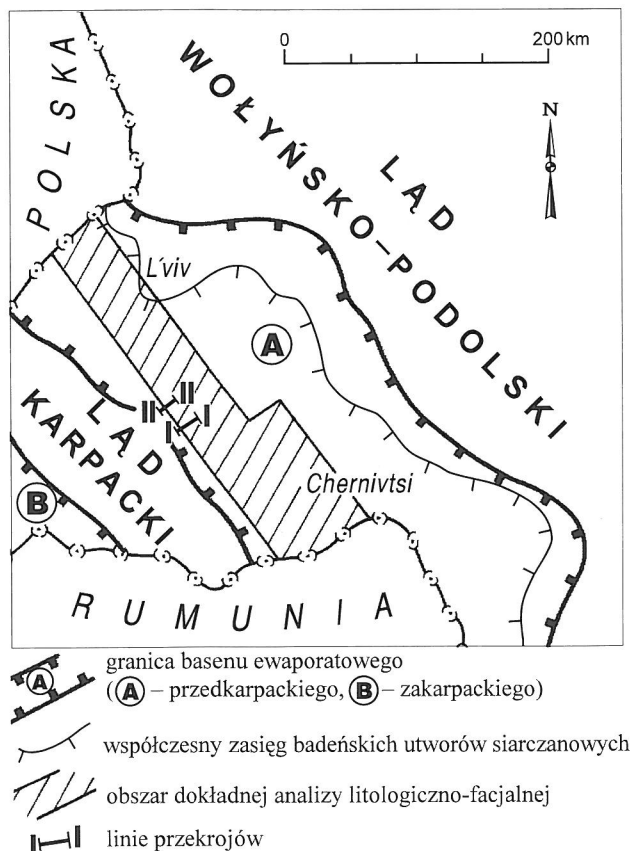
Osadowe utwory miocenu Przedkarpacia to przeważnie utwory terygeniczne i chemogeniczne, w mniejszym zaś stopniu — wulkanogeniczne. Pod względem tektonicznym należą one do dwóch głównych elementów geostrukturalnych regionu — wołyńsko-podolskiego skraju platformy wschodnioeuropejskiej oraz geosynkliny karpackiej (Petryczenko i in., 1994). Obydwa elementy różnią się zarówno zestawem formacji, jak również stopniem zdyslokowania utworów (ryc. 1–3).

Ciąg geosynkinalny tworzą formacje typu molasowego: górnomasowa terygeniczo-tufogeniczna (suity bohorodczańska), górnomasowa halogeniczna (suity tiraska i warstwy kałużskie) oraz górnomasowa terygeniczna (suity: kosowska i daszawska).

Należy zwrócić uwagę, że w profilu ostatniej na różnych poziomach stratygraficznych znajdują się soczewki ewaporatów siarczanowych (ryc. 3).

W obrębie ciągu platformowego wyróżniono następujące formacje: terygeniczo-węglanową (warstwy onkoforowe i bereżańskie), terygeniczo-organogeniczną (suity opolska, warstwy baranowskie), siarczanowo-węglanową (suity tiraska, warstwy ratyńskie), ilasta i piaszczysta (piaski kajzerwaldzkie, warstwy tarnopolskie i bułowskie, poziomy: wołyński i besarabski).

Formacje: siarczanowo-węglanowa i górnomasowa halogeniczna to lateralny-ewaporatowy ciąg formacyjny. Przestrzenna korelacja tych formacji zasadza się na ogólnych cechach strukturalno-materiałowych: składzie chemicznym, ewaporatowych asocjacjach skał i minerałów, teksturach soczewkowych, brekcjowatych, kawernistych, rzadko warstwowanych oraz strukturach metasomatycznych, krystaloblastycznych i kataklastycznych. Pod względem stratygraficznym lateralny ciąg ewaporatowy cechuje się granicami diachronicznymi. Z wcześniej wykonanych badań mikrofaunistycznych wynika, że dolna granica suity tiraskiej w zewnętrznej strefie zapadliska przedkarpackiego jest wieku wczesnotortonowskiego, na platformie zaś — późnotortonowskiego, w podziale torton na dwie części (Buryndina, 1967). Obecnie — zgodnie z podziałem stratygraficznym neogenu zaakceptowanym przez Ukraiński Międzyresortowy Komitet Stratygraficzny (zob. Petryczenko i in., 1994) — dolny torton odpowiada dolnemu badenowi, a górny torton — środkowemu i górnemu badenowi. Różny wiek dolnej granicy suity można wyjaśnić migracją basenu sedymantacyjnego w kierunku pół-



Ryc. 1. Schemat występowania badeńskich ewaporatów w Zachodniej Ukrainie

*Instytut Geologii i Geochemii, Narodowa Akademia Nauk Ukrainy, Naukowa 3a, 290053 Lwów, Ukraina

Tab. 1. Miąższość ewaporatów badeńskich w autochtonicznych profilach zewnętrznej części zapadliska przedkarpackiego (lokalizacja profili pokazana na ryc. 5)

Obszar	Numer otworu	Miaższość, m	Interwały występowania, m	Krótką charakterystyka litologiczna profilu
Korshiv	12	86	1020–1051 1051–1106	gipsy i anhydryty szare, zailone sól kamienna krystaliczna biała z przewarstwieniami jasnego piasku kwarcowego
Korshiv-Ispas	22	275	785–1042 1042–1060	sól kamienna z domieszką materiału piaszczysto-ilastego z przewarstwieniami ilów, aleurytów, piaskowców, rzadziej anhydrytów anhydryty szare z przewarstwieniami ilów
Korshiv-Ispas	29	101*	918–932 932–1019	gipsy i anhydryty szare z przewarstwieniami ilów sól kamienna przezroczysta biała, miejscami brekcja solna, składająca się z klastów zailonego piaskowca
Hrynivka	12	118	1410–1426 1426–1516 1516–1528	anhydryty szare zailone sól kamienna biała krystaliczna i szara zailona z przewarstwieniami bezwapnistej piaskowca, w interwale 1492–1498 anhydryty szare zailone anhydryty szare i jasnoszare
Kosiv Hucuł	1**	65	1360–1375 1375–1410 1410–1425	anhydryty szare i białe sól kamienna krystaliczna biała i szara z wtrąceniami cienkowarstwowych szarych argilitów i jasnych piaskowców wapnistych gipsy szare miejscami białe lub półprzezroczyste i anhydryty
Lopushna	1	193	3510–3581 3581–3640 3640–3703	sól kamienna krystaliczna półprzezroczysta iły szare zasolone sól kamienna krystaliczna zanieczyszczona materiałem ilasto-węglanowym z wtrąceniami ciemnoszarych ilów wapnistych
Zabolotiv	4038	18,5*	711,5–714 714–730	gipsy i anhydryty zailone sól kamienna szara i ciemnoszara zailona z przewarstwieniami gipsu
Zaluzhany	30	67	4833–4859 4859–4866 4866–4900	gipsy i anhydryty z ilem w interwale 4843–4849 m sól kamienna krystaliczna biała i ciemnoszara z domieszką materiału ilastego gipsy i anhydryty zailone z przewarstwieniami ilów, u góry 3 m zlepieńców, składających się z fragmentów anhydrytu i piaskowca

* — miąższość nieprzewiercona; ** — według Wyszyńskiego, 1939

nocnowschodnim, w stronę platformy wschodnioeuropejskiej, co pozostaje w zgodzie z ogólną tendencją procesów sedymentacji, fałdowań i tworzenia się płaszczowin w Karpatach Wschodnich. Górna granica suity tiraskiej na platformie jest ostatnio określana na środkowy baden (Petryczenko i in., 1994).

Ku SW, w zewnętrznej strefie zapadliska przedkarpackiego, skład suity zmienia się. W profilach autochtonicznych, obok gipsów i anhydrytów miejscami spotyka się sól kamienną (Korsziw, Ispas, Kosów, Łopuszna, Żaluzany). Jeszcze dalej na SW, w allochtonicznych strukturach Kałusza suita tiraska jest reprezentowana przez zasolone iły, sól kamienną i potasową, gips i anhydryt, rzadziej — piaskowce ilaste. Należy podkreślić, że pozycja stratygraficzna tych utworów jest niejednoznaczna (zob. Koriń, 1994; Griniw, 1994). Zdaniem Dżinoridze i in. (1980) utwory solonośne i potasonośne Kałusza (suity dombrowskiej) reprezentują interwał od środkowego do późnego badenu. Na rzecz późnobańskiego wieku górnej granicy tej serii skał przemawiają przekroje strukturalno-formacyjne (ryc. 3). Na NW od Kałusza, w rejonie Kadobno, stwierdzono przejścia facjalne pomiędzy piaszczystymi poziomami górnego badenu (skały zbiornikowe złoża gazu Kadobno) i utworami siarczanowo-terygenicznymi suity dombrowskiej.

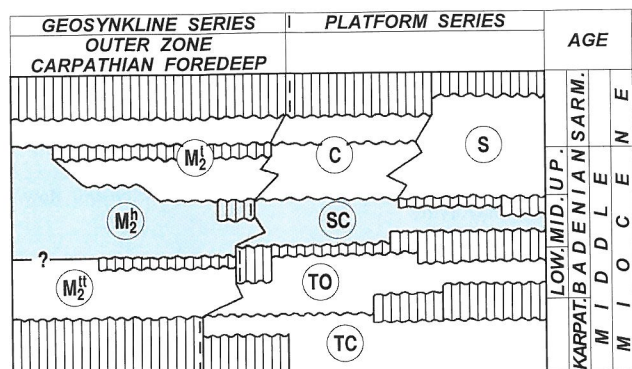
Górna granica ewaporatowy ciągu formacyjnego jest diachroniczna, co najwidoczniej odzwierciedla migrację basenu w przeciwnym — południowo-zachodnim — kierunku. Tym samym basen ewaporatowy na południowym zachodzie, na obszarze zapadliska przedkarpackiego, rozwijał się od środkowego (a być może od wczesnego) do późnego badenu, a na północnym wschodzie, na obszarze skraju platformy wschodnioeuropejskiej, jego rozwój był ograniczony do środkowego badenu. Początkowo facje migrowały na NE, a w końcowym etapie rozwoju basenu — w kierunku przeciwnym.

Litofacje

W obrębie badeńskich ewaporatów Przedkarpacia można wyróżnić następujące główne kompleksy litologiczne:

siarkonośny siarczanowo-węglanowy, siarczanowy z solą kamienną i siarczanowy z solą kamienną i potasową.

Pierwszy kompleks jest rozwinięty na rozległym terytorium skraju platformy wschodnioeuropejskiej, a także w zewnętrznej strefie zapadliska przedkarpackiego. Lokalnie głęboko pograżone części platformy i zewnętrznej strefy zapadliska przedkarpackiego zajmuje kompleks siarczanowy z solą kamienną, natomiast kompleks siarczanowy z solą kamienną i potasową występuje w strukturach allochtonicznych zapadliska przedkarpackiego. Wymienione kompleksy litologiczne różnią się miąższością. Typowa miąższość kompleksu siarczanowego z solą kamienną i potasową, występującego w intensywnie zdyslokowanych profilach złoża soli potasowych w Kałuszu wynosi 230–420 m (ryc. 3), w profilach autochtonicznych miąższość siarczanów i soli kamiennych waha się od 65 do 275 m (tab. 1), natomiast miąższość siarczanów i węglanów siarkonośnych na obszarze skraju platformy wschodnioeuropejskiej — do 60 m. Na obszarze przedkarpackiego basenu siarkonośnego miąższość gipsów i anhydrytów z jednej strony oraz nadgipsowych wapieni — z drugiej — cechuje się ostrymi zmianami. Dla przykładu — na złożu podorożnieńskim (68 km na S od Lwowa) miąższość skał siarczanowych i wapieni nadgipsowych różni się, odpowiednio, 9 razy i 144 razy, a na polu Lisiec k. Iwano-Frankowska — 180 i 250 razy. Stwierdzono przy tym następującą prawidłowość: ze zwiększeniem się miąższości skał siarczanowych zmniejsza się miąższość wapieni nadgipsowych (Saksiejew & Sul, 1974), co tłumaczy się procesami metasomatycznego zastępowania gipsów przez wapienie. Statystyczna analiza danych z przeszło 400 otworów wiertniczych na obszarze przedkarpackiego basenu siarkonośnego potwierdziła powyższą prawidłowość. Należy wskazać, że histogramy miąższości całej siarkonośnej serii



FORMACJE CIĄGU GEOSYNKLINALNEGO:

- M_2^h górnomasowa formacja halogeniczna
 M_2^t górnomasowa formacja terygeniczna
 M_2^{tt} górnomasowa formacja terygeniczo-tufogeniczna

FORMACJE CIĄGU PLATFORMOWEGO:

- C ilasta
 S piaszczysta
 SC siarczanowo-węglanowa
 TO terygeniczo-organogeniczna
 TC terygeniczo-węglanowa

Ryc. 2. Schemat korelacji formacji

Formacje ciągu geosynklynalnego: M_2^h — górnomasowa formacja halogeniczna, M_2^t — górnomasowa formacja terygeniczna, M_2^{tt} — górnomasowa formacja terygeniczo-tufogeniczna. Formacje ciągu platformowego: C — ilasta, S — piaszczysta, SC — siarczanowo-węglanowa, TO — terygeniczo-organogeniczna, TC — terygeniczo-węglanowa.

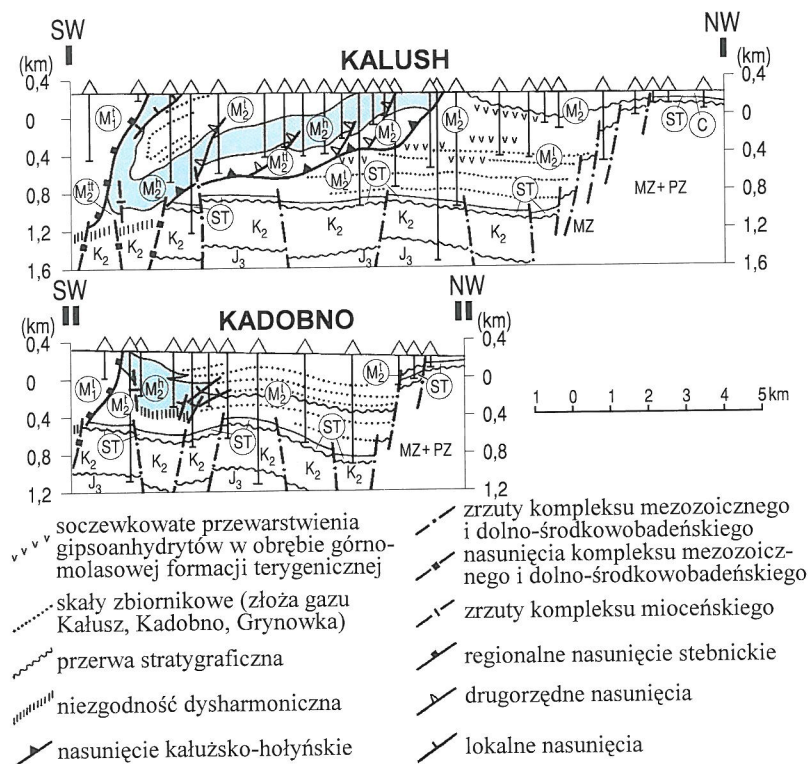
siarczanowo-węglanowej, wykonane z uwzględnieniem i bez uwzględnienia procesów metasomatozy, a także histogramy miąższości gipsów i anhydrytów przykrytych i nie przykrytych wapieniami (ryc. 4) wykazują, że przeciwny związek miąższości serii siarczanowej i węglanowej nie jest związany z zastąpieniami metasomatycznymi. Jest on bowiem uwarunkowany erozją poprzedzającą depozycję wapieni nadgipsowych (por. Peryt & Peryt, 1994), a także z późniejszymi etapami erozji.

Na erozję utworów siarczanowych przed sedimentacją wapieni nadgipsowych wskazują następujące fakty: (1) w spągu wapieni nadgipsowych często spotyka się fragmenty wapieni, skał siarczanowych, piaskowców, krzemieni; (2) w dolnej części wapieni nadgipsowych zazwyczaj występuje przewarstwienie iłu wapiennego o miąższości do kilku metrów; (3) nierzadko wapienie nadgipsowe zalegają bezpośrednio na utworach przedtiraskich (dolny baden, kreda).

Z tego względu, analiza miąższości i cechy występowania wapieni nadgipsowych prowadzą do wniosku o niezgodności pomiędzy kompleksem siarczanowym i węglanowym formacji siarkonośnej. Niezgodność ta ma charakter lokalny, wewnątrzformacyjny i jest związana z krótkotrwałym wynurzeniem subaeralnym i procesami erozyjnymi wskutek okresowych potoków (spowodowanych ulewami deszczami), dzięki którym tworzą się wcięcia erozyjne. Wapienie nadgipsowe traktujemy jak morskie utwory sedimentacyjne, kończące cykl rozwoju basenu ewaporatowego i będące samodzielnym kompleksem litofacjalnym (por. Petryczenko i in., 1988; Merlicz & Dacenko, 1976).

Dla analizy litofacji wykorzystano opisy makroskopowe profili kilku tysięcy wierceń, wykonanych w celu poszukiwania i dokumentacji złóż siarki i innych surowców mineralnych. W rezultacie wykonano mapy litofacjalne gipsów i anhydrytów i wapieni nadgipsowych przedkarpacciego basenu siarkonośnego w skali 1 : 200 000; zgeneralizowane wersje tych map przedstawiono na ryc. 5 i 6.

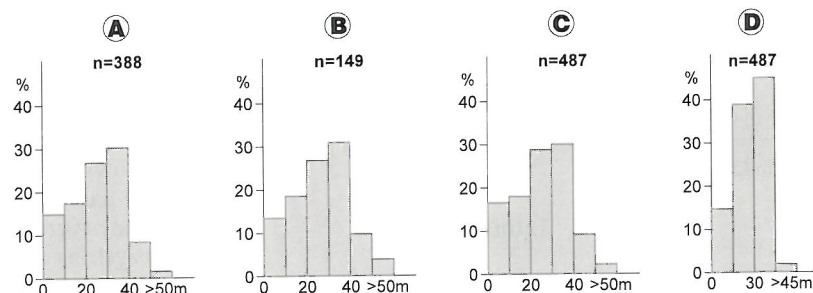
W profilu gipsów wydzielono następujące litofacie: (1) gipsy z niewielką zawartością

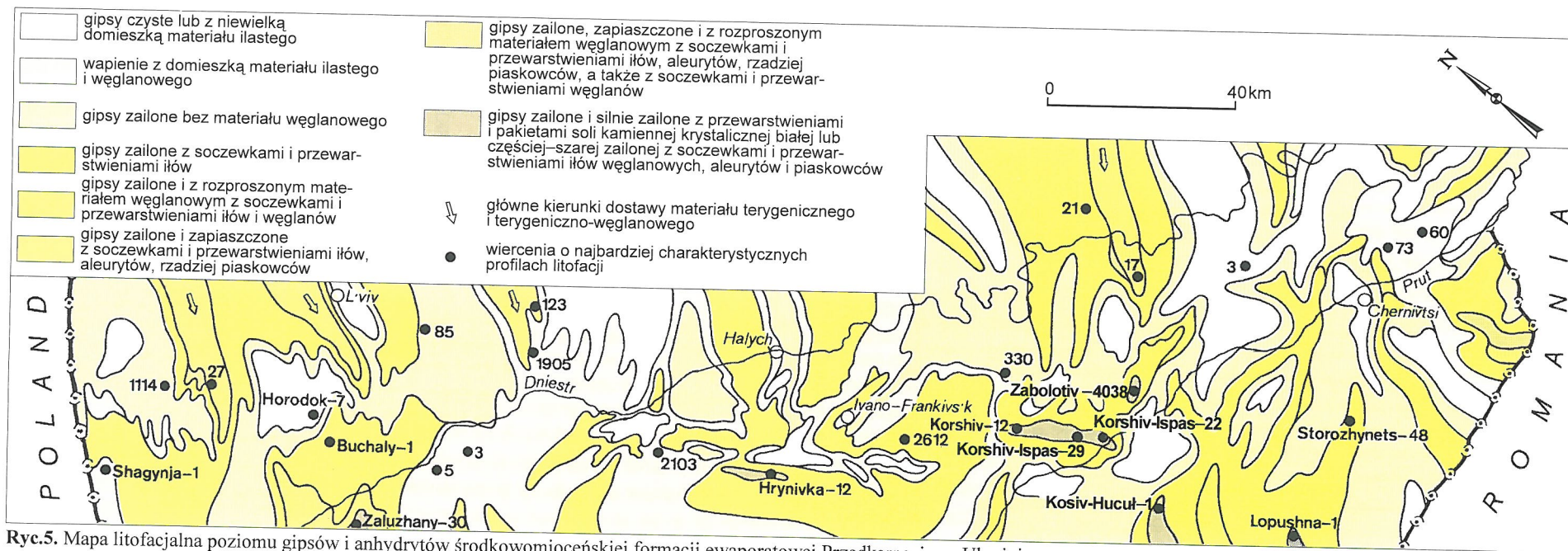


Ryc. 3. Przekroje strukturalno-formacyjne (linie przekrojów pokazano na ryc. 1)

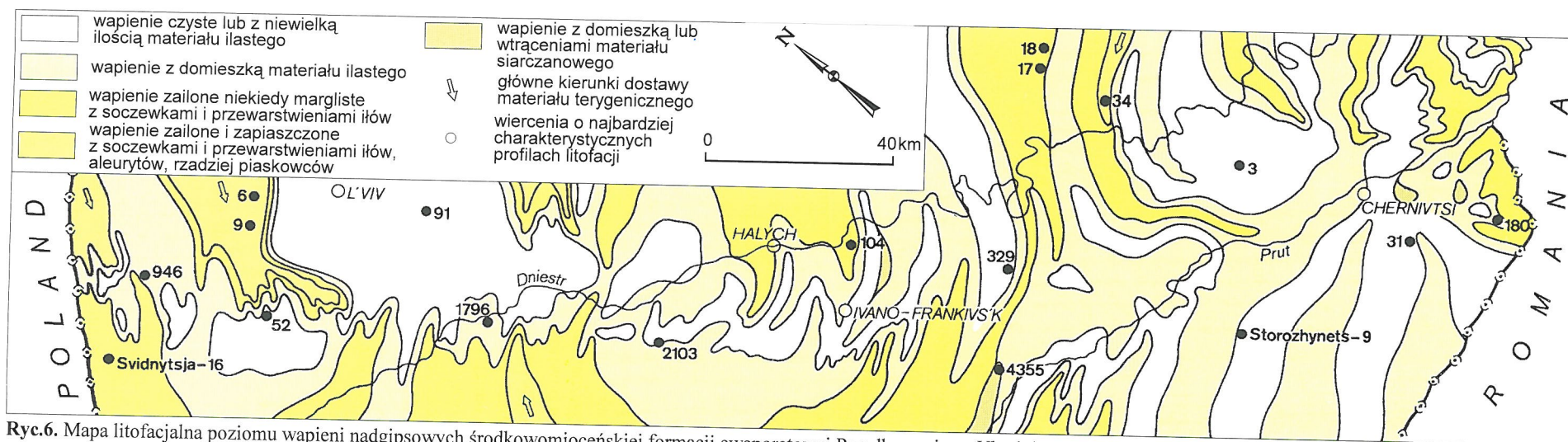
MZ — mezozoik, PZ — paleozoik, ST — miocen; pozostałe objaśnienia jak na ryc. 1

Ryc. 4. Histogramy miąższości poziomu gipsanhydrytowego: przykrytych (a) i nieprzykrytych (b) wapieniami nadgipsowymi, bez uwzględnienia (c) i z uwzględnieniem (d) zmian miąższości w wyniku hipotetycznej metasomatozy gipsów





Ryc.5. Mapa litofacjalna poziomu gipsów i anhydrytów środkowomiocenijskiej formacji ewaporatowej Przedkarpacia na Ukrainie



Ryc.6. Mapa litofacjalna poziomu wapieni nadgipsowych środkowomiocenijskiej formacji ewaporatowej Przedkarpacia na Ukrainie

materiału terygenicznego, (2) gipsy z domieszką terygeniczną i (3) gipsy z domieszką terygeniczo-węglanową. Oprócz tego występuje litofacja gipsowo-halitowa z domieszką terygeniczną.

Rozkład litofacji w przestrzeni cechuje następująca prawidłowość. Gipsy z rozproszoną domieszką materiału terygenicznego prawie wszędzie występują między gipsami o niewielkiej domieszce a gipsami zawierającymi materiał terygeniczny w formie soczewek, przewarstwień i warstw. Jeśli chodzi o domieszkę materiału węglanowego, to stwierdzono jej zwiększoną ilość w środkowej części zbiornika, podczas gdy w NW i SE jego części występują litofacje gipsów z domieszką ilasto-aleurytową (ryc. 5). Litofacja gipsowo-halitowa występuje lokalnie w SW części zbiornika, a także w niektórych erozyjno-tektonicznych zapadliskach przedneogeńskich w środkowej części zbiornika. Litofacja ta zazwyczaj występuje na obszarze litofacji zawierającej maksymalną zawartość domieszki ilasto-aleurytowej. Inną prawidłowością rozmieszczenia litofacji jest ich wąska, wyciągnięta, często kręta konfiguracja. Litofacje są głównie zorientowane w kierunku poprzecznym względem regionalnego układu, tj. ciągną się w kierunku NE–SW (ryc. 5). Uwagę zwraca kręty charakter rozkładu litofacji w rejonie erozyjnego wcięcia Żurawna, gdzie przecinają one osiową strefę wcięcia, co świadczy o jego erozyjnej naturze. Litofacje wapieni nadgipsowych również wyróżniono na podstawie składu, ilości i charakteru rozmieszczenia w profilu domieszki mechanicznej (terygeniczej) oraz chemicznej. Wydzielono następujące litofacje: (1) wapienie z niewielką domieszką materiału terygenicznego, (2) wapienie z domieszką równomiernie rozsianego materiału ilastego, (3) wapienie z soczewkami, przewarstwieniami i warstwami iłów, (4) wapienie z domieszką materiału piaszczysto-aleurytowego (do 20%) i (5) wapienie z soczewkami, przewarstwieniami i warstwami piaszczystymi i aleurytów o miąższości kilku metrów. Oprócz tego lokalnie występuje litofacja wapieni z domieszką materiału siarczanowego i litofacja iłów wapienistych z soczewkami i przewarstwieniami (do 20 cm) wapieni. Rozkład litofacji na obszarze zbiornika podlega takim samym głównym prawidłowościom, jakie stwierdzono w wypadku litofacji gipsów i anhydrytów; głównie poprzeczna orientacja litofacji najwyraźniej zaznacza się w wypadku litofacji wapieni z maksymalną zawartością materiału piaszczysto-aleurytowego (ryc. 6).

Zestawienie map litofacji gipsów i anhydrytów i wapieni nadgipsowych wykazuje, że w środkowej części zbiornika tego samego typu litofacje pod względem zawartości domieszki przestrzennie nie pokrywają się. W tym czasie na NE obrzeżu zbiornika są one związane z tym samym rejonem (przedneogeńskie doliny: kołomyjska i chodorowska).

Kończąc to omówienie, chcielibyśmy zwrócić uwagę na możliwe położenie i skład brzeżnych litofacji w SW części zbiornika. Na podstawie przekrojów strukturalno-formacyjnych (ryc. 3) sądzimy, że występują one przed czołem nasunięcia stebnickiego i są to głównie utwory terygeniczne gipsowo-anhydrytowe o miąższości 300–500 m.

Podsumowanie

Charakter litofacji świadczy o tym, że osady tworzyły się w warunkach basenu solorodnego z postępującym jego wysłodzeniem. Sam basen to brzeżna część odkrytego morza epikontynentalnego. Względnie jednolity skład litofacji siarkonośnych gipsów i anhydrytów i wapieni nadgipsowych może świadczyć o subakwalnych warunkach sedymentacji przy obecności niewielkich nierówności dna zbiornika.

Rozmieszczenie litofacji wskazuje, że do zbiornika o sedymentacji chemicznej przydennymi prądami były dostarczane osady terygeniczne. Obszar basenu siarkonośnego osiągały i rozładowaniu ulegały prądy o dwóch głównych kierunkach: północno-wschodniego — od strony platformy wschodnioeuropejskiej, i południowo-zachodniego, od ładu karpackiego. Te kierunki wyróżniają się w rozmieszczeniu litofacji o maksymalnej zawartości domieszki terygeniczej. W tym samym czasie basen ulegał wzbogaceniu w domieszkę węglanową w rezultacie rozmywania utworów kredowych na obszarze ładu (platformy wschodnioeuropejskiej). Wzbogacenie w siarczany było prawdopodobnie związane z rozmywaniem ewaporatów dolnomioceńskich na obszarze ładu karpackiego.

Tektoniczne wyniesienia w Karpatach lub obniżenie głównej bazy erozyjnej prowadziły do subaeralnych warunków sedymentacji i do krótkotrwałych przerw w akumulacji osadów. W tym czasie dochodziło do erozji w wyniku działania okresowych, prawdopodobnie spowodowanych ulewami deszczami, potoków. Powstawały suche łożyska i doliny, które ciągnęły się na dziesiątki kilometrów i kończyły w bezodpływowych nieckach. Współczesnymi analogami takich elementów geomorfologicznych są wadi i szotty Północnej Afryki. W rezultacie w etapach subaeralnych powstawały wcięcia erozyjne, które następnie wypełniały się osadami i paleorelief wyrównywał się.

W zakończeniu należy zauważyć, iż problem paleowcięć w tiraskim basenie ewaporatowym pozostaje słabo poznany. Dla prowincji siarkonośnych problem ten ma duże znaczenie, gdyż w szeregu złóż na obszarze Azji Środkowej stwierdzono przestrzenny i genetyczny związek złóż siarki rodzimej z krawędziami pogrzebanych paleodoliny (Belenicka, 1969).

Literatura

- BELENICKA G.A. 1969 — Dokł. AN SSSR., 184: 1413–1414.
 BURYNDINA L.W. 1967 — Geol. żurn., 27: 96–101.
 DŽINORIDZE N.M., GEMPS D., GORBOW A.F. & RAJEWSKI W.I. 1980 — Zakonomernosti razmieszczenia i kriterii poiskow kalijnych solej SSSR. Tbilisi, 373 s.
 GRINIW S.P. 1994 — Prz. Geol., 42: 748–750.
 KORIN S.S. 1994 — Ibidem, 42: 744–747.
 MERLICZ W.W. & DACENKO N.M. 1976 — Ustowia obrazowania siemych rud Rozdolskiego miestorożdienia. Lwow (Izd. Lw. Uniw.), 218 s.
 PERYT T.M. & PERYT D. 1994 — Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sciences, 42: 127–136.
 PERYT T.M., POBEREŻSKA W., JASIONOWSKI M., PETRYCZENKO O.I., PERYT D. & RYKA W. 1994 — Prz. Geol., 42: 771–777.
 PETRYCZENKO O.I., KOWALEWICZ W.M., SZAJDECKA W.S. & POBEREŻSKI A.W. 1988 — Geneticzeskije osobienosti seronosnych sulfatno-karbonatnych otkożenij ewaporitowych formacij (po dannym izuczenia wkluczenij w mineralach). Lwow, 45: 88–3.
 PETRYCZENKO O.I., PANOW G.M., PERYT T.M., SREBRODOLSKI B.I., POBEREŻSKI A.W. & KOWALEWICZ W.M. 1994 — Prz. Geol., 42: 734–737.
 PETRYCZENKO O.I., PERYT T.M., POBEREŻSKI A.W. & KASPRZYK A. 1995 — Ibidem, 43: 859–862.
 SAKSEJEW G.T. & SUL M.F. 1974 — [W:] Genezis miestorożdienij samorodnoj siery i perspektivy ich poiskow. Nauka, Moskwa, 59–64.
 SONNENFELD P. 1984 — Brines and Evaporites. Academic Press: 613.
 WYSZYŃSKI O.W. 1939 — Przemysł Naftowy, 14: 7–13.