Podstawy stratygrafii sekwencji w sukcesjach klastycznych

Szczepan J. Porębski*

Analiza sekwencji depozycyjnych jest nowoczesnym, precyzyjnym narzędziem badawczym, służącym do podziału, korelacji i kartowania skał osadowych, powstałych w basenach morskich i paralicznych. Zasadniczym celem analizy jest dokonanie podziału sukcesji osadowej na jednostki chronostratygraficzne, które zinterpretowane w kategoriach systemów depozycyjnych i ich zmienności w stosunku do wahań względnego poziomu morza, stwarzają ramy czasowo-genetyczne dla dokonywania logicznie uzasadnionych predykcji litologicznych. Osiągnięcie takiego celu wymaga integracji możliwie najszerszego spektrum danych — w idealnym przypadku obejmującego rekonstrukcję systemów depozycyjnych, wkomponowaną w schemat biostratygraficzny i wspartą danymi geometryczno-stratygraficznymi z przekrojów sejsmicznych o wysokiej rozdzielczości.

Rodowód stratygrafii sekwencji

Jednym z podstawowych celów stratygrafii jest określenie przestrzennych relacji pomiędzy litofacjami i asocjacjami litofacjalnymi w sukcesji osadowej. Wartość poznawcza i utylitarna takich studiów wzrasta niepomiernie gdy wydzielone, fizyczne jednostki depozycyjne są umieszczone w szkielecie chronostratygraficznym.

Granice klasycznych jednostek litostratygraficznych, cykli transgresywno-regresywnych czy systemów depozycyjnych (zob. niżej) mogą być, i na ogół bywają, diachroniczne i dlatego są mało wiarygodne do korelacji w skali basenu sedymentacyjnego (ryc. 1). Cechą kontaktów diachronicznych jest to, iż w danym profilu jednostka powyżej kontaktu może być tego samego wieku, jak jednostka poniżej niego w innym profilu. Z kolei jednostki biostratygraficzne mają tę wadę, iż na ogół ich granice nie są związane z fizycznymi powierzchniami, zatem trudne do zidentyfikowania w skali regionalnej (Vail i in., 1991), a ponadto wartość tych jednostek dla korelacji chronostratygraficznych często obniża zjawisko przywiązania organizmów do określonych facji. Doskonałymi chronohoryzontami są ławice zdarzeniowe, ale ich brak lub nieregularne występowanie praktycznie ogranicza ich zastosowanie do korelacji regionalnych.

Kluczowe aspekty stratygrafii sekwencji to docenienie w pełni: roli jednostek chronostratygraficznych do korelacji, roli cykliczności w sukcesjach osadowych oraz fundamentalnego znaczenia wahań w położeniu bazy erozyjnej dla zrozumienia architektury stratygraficznej basenów sedymentacyjnych. Wszystkie te elementy pojawiały się już w rozważaniach stratygraficznych na przełomie XIX i XX w. w pracach takich autorów jak: Gressly, Grabau, Suess, Barell i Walther, ale współczesny swój wyraz znalazły dopiero w koncepcjach zapisu stratygraficznego Wheelera (1958, 1959) i Slossa (1963; Sloss i in., 1949).

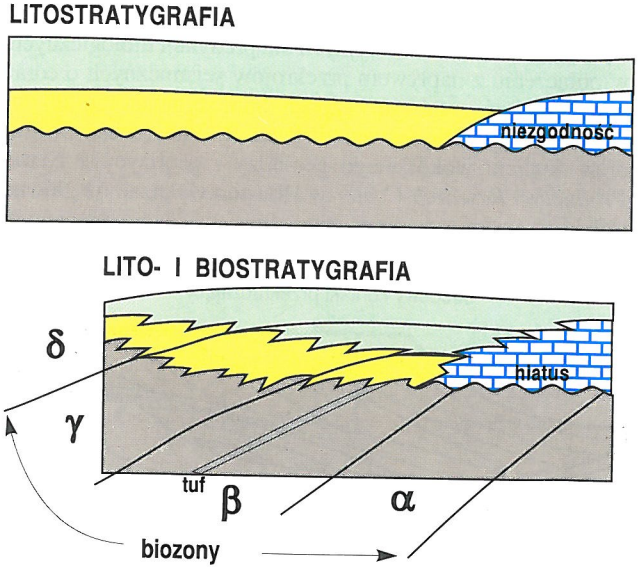
Na szczególną uwagę w kontekście narodzin stratygrafii sekwencji zasługują prace Slossa. Przeprowadził on korelację sukcesji osadowych kratonu północno-amerykańskiego, na podstawie sekwencji, które zdefiniował jako jednostki stratygraficzne, ograniczone w spągu i stropie przez niezgodności, a zidentyfikowane sekwencje odniósł do wahań poziomu morza na skalę globalną. Pomimo, iż sekwencje w ujęciu Slossa należą do kategorii jednostek litostratygraficznych, to gdy ich graniczne niezgodności da się prześledzić obocznie w korelatywne zgodności i datować je biostratygraficznie w miejscach najmniejszego hiatusu czasowego, sekwencje te można traktować jako jednostki chronostratygraficzne (Vail i in., 1991).

Koncepcje Slossa stały się podstawą do allostratygrafii, której celem jest podział sukcesji osadowej na jednostki ograniczone nieciągłościami (NACSN, 1983) (ryc. 2A). Nieciągłości podkreślają istotne zmiany warunków depozycyjnych, których stałość lub stopniowa zmiana jest z kolei cechą jednostki zawartej pomiędzy granicznymi nieciągłościami (por. Walker, 1992). Określenie rangi nieciągłości i procesów allogenicznych odpowiedzialnych za skokową zmianę warunków depozycyjnych nie jest wymaganym elementem procedury allostratygraficznej. Z kolei te właśnie aspekty stanowią niezbędny składnik podziału w kategoriach stratygrafii sekwencji (ryc. 2A).

Ugruntowanie się metodologii analizy sekwencji w latach 80. miało znaczenie przełomowe i bywa niekiedy określane mianem trzeciej rewolucji w geologii skał osadowych (Miall, 1995). Dwie pierwsze to:

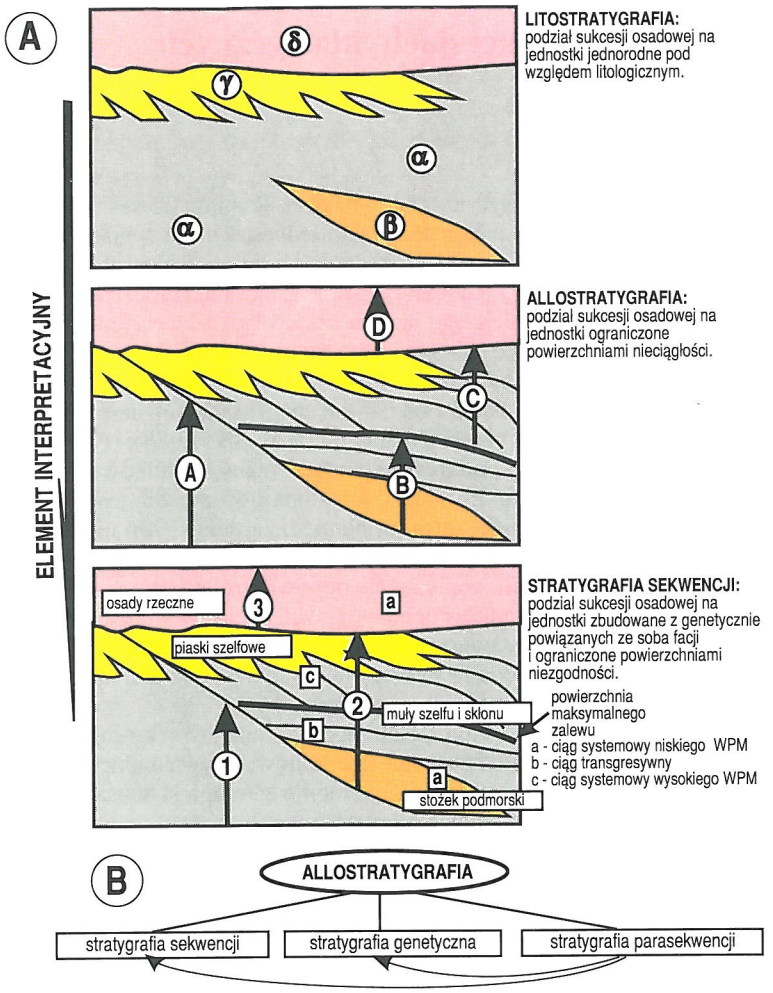
— nowoczesna analiza facjalna łącząca w sobie elementy ewolucyjnego „uniformitaryzmu" z docenieniem roli procesów katastroficznych (Clifton, 1988) w zapisie kopalnym i kulminująca w dobrze ugruntowanych modelach facjalnych procesów i środowisk depozycyjnych (Reading, 1978),

— tektonika płyt litosfery, która dostarczyła podstaw kinematycznych w celu ugruntowania poglądu o pionowych ruchach skorupy jako pochodnej horyzontalnych przemieszczeń płyt (np. Dickinson, 1974). Geodynamiczne rozważania o roli subsydencji tektonicznej, zapoczątkowane klasyczną pracą McKenzie (1978), dostarczyły teoretycznych podstaw dla interpretacji sukcesji osadowych w kategoriach tektonicznych zmian bazy erozyjnej i tym samym pojemności basenu sedymentacyjnego. Z kolei integracja koncepcji tektoniki kier i geodynamiki z nowoczesną analizą facjalną w studiach nad architekturą basenów sedymentacyjnych,



Ryc. 1. Diachronizm kontaktów facjalnych

*Instytut Nauk Geologicznych PAN, ul. Senacka 1, 31-002 Kraków



Ryc. 2. A — Podział sukcesji osadowej w kategoriach litostratygraficznych, allostratygraficznych i stratygrafi sekwencji. B — Wzajemne relacje pomiędzy allostratygrafią, stratygrafią sekwencji, stratygrafią genetyczną i stratygrafią parasekwencji (Posamentier & James, 1993)

legły u podstaw nowej dyscypliny zwanej analizą basenu (Miall, 1990; Allen & Allen, 1990).

Wszystkie te koncepcje w mniej lub bardziej zaawansowanej formie były sformułowane w latach 60., ale dopiero zainteresowanie ze strony przemysłu naftowego w rozwijaniu lepszych narzędzi korelacyjnych dla predykcji litologicznych, w połączeniu z napływem przekrojów sejsmicznych o coraz wyższej jakości, stały się bezpośrednim stymulatorem do powstania stratygrafii sekwencji. Peter R. Vail (uczeń Slossa) oraz skupieni wokół niego geolodzy i geofizycy z *Exxon Production Research Center* w Houston wykazali, iż główne reflektory sesjmiczne reprezentują linie czasowe, a tym samym przekrój sejsmiczny można interpretować w zasadzie jednoznacznie w katergoriach chronostratygraficznych z dokładnością do połowy szerokości reflektora (Vail i in., 1977). Ta obserwacja, w połączeniu z koncepcją sekwencji depozycyjnej Slossa, stworzyła fundament do nowej metodologii stratygraficznej, w której identyfikacja nieciągłości i określenie ich rangi są podstawą dla podziału sukcesji osadowych (Vail i in., 1977). Geologiczna interpretacja przekrojów sejsmicznych stała się przedmiotem stratygrafii sejsmicznej, a rozwinięcie tej ostatniej o aspekty analizy facjalnej dało podstawy do koncepcji stratygrafii sekwencji (Van Wagoner i in., 1988).

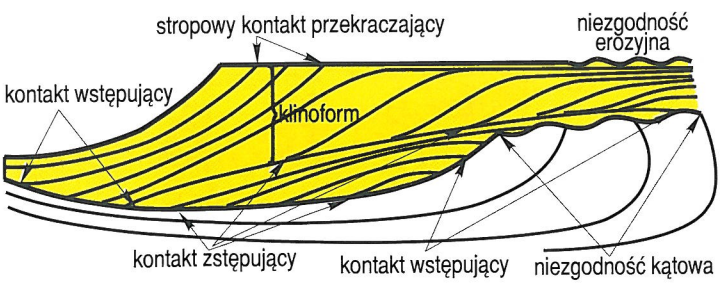
Nie należy jednak zapominać, iż nić przewodnia wokół której rozwija się koncepcja stratygrafii sekwencji, tj. budowa podziału stratygraficznego w oparciu o chronostratygraficzne jednostki depozycyjne, znajdowała się w głównym nurcie badań geologicznych już od ponad stulecia. Stratygrafia sekwencji wyrasta wprost z tych koncepcji, w pewnych aspektach poddaje je twórczej modyfikacji, w innych wzbogaca o nowe rozwiązania, i w tym sensie nie jest całkowicie nową metodologią.

Podstawowe terminy

Powszechną cechą skał osadowych jest warstwowanie. Wyraża się ono w obecności jednostek litologicznie homogenicznych (warstw) ograniczonych w spągu i stropie przez powierzchnie nieciągłości. Powierzchnie te są granicami fizycznego kontrastu wywołanego brakiem depozycji lub erozją. Chociaż przedział czasowy, zawarty w takiej nieciągłości, może zmieniać się obocznie, zawsze istnieje pewien interwał czasowy wspólny dla tej powierzchni wzdłuż jej całej rozciągłości. Zatem powierzchnie warstwowania można traktować w praktyce geologicznej jako horyzonty izochroniczne, a jednostkę warstwowania zawartą pomiędzy nimi — jako jednostkę chronostratygraficzną (Sangree & Vail, 1989).

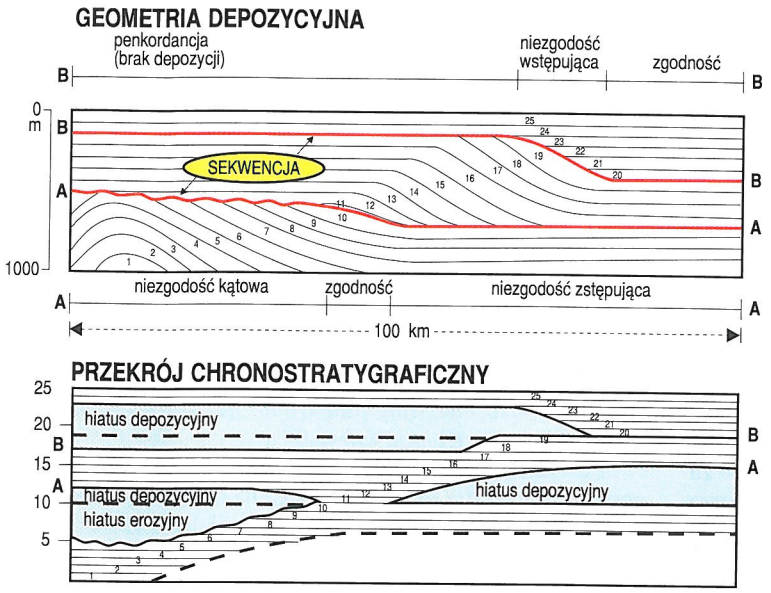
Podział sukcesji osadowej na jednostki chronostratygraficzne jest całkowicie uzależniony od przyjętej skali czasowej oraz skali rozpatrywanej sukcesji. Litologiczna homogeniczność warstwy, lub pakietu warstw, implikuje depozycję w tym samym zakresie procesów depozycyjnych definiujących wspólne środowisko sedymentacji. Warstwy, lub pakiety warstw, ograniczone w spągu i stropie przez chronohoryzonty mogą obocznie wyklinowywać się lub zmieniać charakter litologiczny co dokumentuje zmianę środowiska depozycji. U podstaw korelacji chronostratygraficznej — w przeciwieństwie do korelacji litologicznej — leży prześledzenie powierzchni synchronicznych pomiędzy pakietami warstw o różnej litologii w celu zdefiniowania jednostek powstałych w różnych środowiskach depozycyjnych w tym samym interwale czasowym.

Na ogół powierzchnie graniczne warstw kryją w sobie małe odcinki czasowe. Gdy hiatus jest duży powierzchnia nieciągłości jest nazywana niezgodnością. Oprócz klasycznej niezgodności kątowej (*angular unconformity*) oraz erozyjnej (*disconformity*) wyróżnia się dwa inne typy spągowych niezgodności przekraczających (*base laps*): niezgodność wstępująca (*onlap unconformity*) — gdy powierzchnia niezgodności jest nachylona pod kątem przeciwnym do

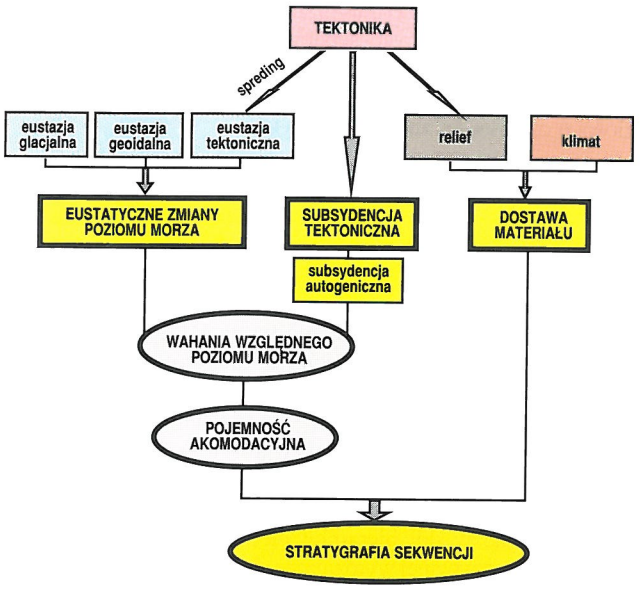


Ryc. 3. Typy powierzchni nieciągłości w obrębie wyidealizowanej sekwencji sejsmicznej (Mitchum i in., 1977, zmienione)

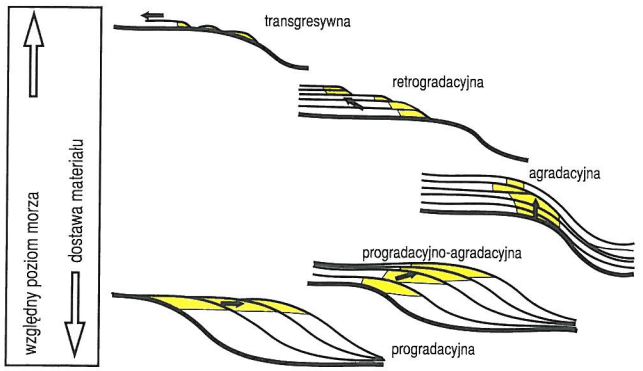
kierunku, w którym kolejne warstwy mają coraz większy zasięg; oraz niezgodność zstępująca (*downlap unconformity*) — gdy powierzchnia niezgodności jest subhoryzontalna lub nachylona zgodnie z kierunkiem, w którym kolejne warstwy wykazują coraz większy zasięg (ryc. 3). Te dwa typy niezgodności spągowej oraz kontaktów warstowych z nią związanych bywają też nazywane w literaturze polskiej odpowiednio — bocznymi i dolnymi wyklinowaniami (Krzywiec, 1993).



Ryc. 4. Przekroje ilustujące geometrię depozycyjną i chronostratygrafię sukcesji osadowej, zawierające podstawowe informacje dla jej podziału w kategoriach stratygrafi sekwencji (Mitchum i in., 1977, zmienione)



Ryc. 5. Uproszczony schemat zależności przyczynowych kontrolujących architekturę stratygraficzną w basenie sedymentacyjnym



Ryc. 6. Zmienność architektury depozycyjnej w zależności od relacji pomiędzy zmianami względnego poziomu morza a stopą sedymentacji (Galloway, 1987, zmienione)

Niezgodność zstępująca, niekiedy zwana też pozornym ścięciem (*apparent truncation*), rozwija się w spągu dużych jednostek, których przyrost odbywa się głównie poprzez akrecję boczną (progradację). Efektem progradacji jest klinoform (*clinoform*). Jest to wielkoskalowy element architektury stratygraficznej, w którym kolejne, nachylone warstwy progradacyjne są ograniczone w spągu przez niezgodność zstępującą (ryc. 3). Strop klinoformu zanacza się albo przez zgodne przejście w subhoryzontalnie ułożone warstwy, gdy system progradacyjny ma znaczną składową akrecji pionowej, lub przez tzw. stropową niezgodność przekraczającą (*toplap*), gdy akrecja pionowa jest minimalna lub jej brak.

Zarówno w skali sejsmicznej, jak i w skali korelowanych otworów wiertniczych omówione wyżej niezgodności reprezentują w praktyce horyzonty izochroniczne, bowiem pakiet warstw podścielających niezgodność jest wzdłuż całej jej rozciągłości nadścielony pakietem warstw młodszych. Innymi słowy, chociaż indywidualne profile zawarte pomiędzy dwoma powierzchniami nieciągłości nie wszędzie muszą reprezentować zapis tego samego interwału czasowego, to cała jednostka ograniczona tymi powierzchniami obejmuje ten sam zakres czasowy. Należy podkreślić, iż niezgodności mogą zmieniać swój charakter obocznie. Np. w kierunku od lądu, niezgodność kątowa może przechodzić lateralnie w niezgodność erozyjną, a ta z kolei w stropową niezgodność przekraczającą, która jeszcze dalej jest zastępowana przez kontakt zgodny (korelatywna zgodność). W tym przykładzie luka czasowa związana z niezgodnością maleje w kierunku centrum basenu. Daną niezgodność należy datować tam, gdzie hiatus z nią związany jest najmniejszy — w idealnym przypadku tam, gdzie lateralnie przechodzi w biostratygraficznie udokumentowaną korelatywną zgodność (Sangree & Vail, 1989)

Jak podkreślają Mitchum i in. (1977), dla potrzeb stratygrafii sekwencji, relacje geometryczno-czasowe pomiędzy chronostratygraficznymi powierzchniami nieciągłości (nieciągłości międzywarstwowe i niezgodności) wyróżnionymi w badanej sukcesji osadowej można najlepiej rozpoznać przy zastosowaniu dwóch wzajemnie uzupełniających się rodzajów przekrojów (ryc. 4). Przekrój geometryczny skonstruowany w układzie odległość *vs* głębokość pokazuje wielkoskalową architekturę depozycyjną. Przekrój chronostratygraficzny (diagram Wheelera), w układzie odległość *vs* czas geologiczny, przedstawia zarówno zasięgi oraz następstwo jednostek depozycyjnych, jak i zasięgi oboczne oraz skalę hiatusów związanych z erozją bądź brakiem depozycyji.

Fundamentem stratygrafii sekwencji jest dobrze udokumentowany fakt, iż architektura depozycyjna sukcesji osadowej jest funkcją oscylacji w położeniu regionalnej bazy erozyjnej. Bazę erozyjną definiuje się jako poziom hipsometryczny, do którego system fluwialny może erodować. W rozpatrywanych basenach bazę erozyjną ogólnie można odnieść do poziomu morza. Zasadnicze znaczenie ma rozróżnienie pomiędzy eustatyką a względnym poziomem morza (WPM). Jak podkreślają Posamentier i in. (1988), o ile eustazja

jest funkcją zmian powierzchni morza w odniesieniu do np. środka Ziemi, o tyle względny poziom morza jest zależny od eustazji oraz zmian położenia dna morskiego (efekt ruchów tektonicznych, oziębiania litosfery, obciążenia osadem i wodą, oraz kompakcji) (ryc. 5). Zatem pozycja WPM może zmieniać się regionalnie w zależności od warunków lokalnych.

Położenie względnego poziomu morza jest wypadkową wzajemnych relacji pomiędzy tempem subsydencji, zmianami w ilości materiału dostarczanego do basenu oraz wzrostem lub spadkiem eustatycznym. Na przykład, gdy tempo subsydencji dna basenu jest większe niż spadek eustatyczny i jest niezrównoważone dostawą materiału, pozycja WPM podnosi się. Podobny efekt ma również sytuacja, gdy wzrost eustatyczny jest większy niż tempo subsydencji. Gdy subsydencja jest mniejsza niż spadek eustatyczny pozycja WPM obniża się, czego efektem może być np. rozcinanie szelfu przez rzeczną erozję i progradacja stożków podmorskich w głębszych częściach basenu.

Spadek WPM ma miejsce, gdy eustatyczne obniżanie zachodzi w tempie większym niż subsydencja lub gdy wypiętrzanie przewyższa tempo wzrostu eustatycznego (Posamentier i in., 1988). Ponieważ wyizolowanie składowej eustatycznej i efektu subsydencji jest trudne, a ponadto obwarowane trudnymi do sprawdzenia założeniami, wygodnie jest określić sumę obu tych składowych w formie parametru zwanego pojemnością akomodacyjną (*accomodation space*). Jest to część basenu dostępna dla potencjalnej akumulacji osadu (Jervey, 1988). Tym samym pozycja WPM zależy od relacji pomiędzy zmianami w pojemności akomodacyjnej basenu a stopą sedymentacji. Ogólnie biorąc, gdy stopa sedymentacji jest większa niż wzrost pojemności akomodacyjnej, WPM obniża się, pas facji przesuwa się w kierunku centrum basenu czyli system depozycyjny podlega progradacji (ryc. 6). Gdy stopa sedymentacji jest mniejsza niż wzrost akomodacji, WPM podnosi się, pas facji przesuwa się w kierunku dolądowym czyli system depozycyjny podlega retrogradacji (ryc. 6). Nieciągłość jest zapisem sytuacji, gdy stopa sedymentacji jest wybitnie mniejsza niż zmiana pojemności akomodacyjnej (dodatnia lub ujemna).

Jednak trzeba podkreślić, iż błędem jest synonimiczne traktowanie transgresji i wzrostu względnego poziomu morza (Posamentier & James, 1993). Kierunek ruchu linii brzegowej zależy od równowagi pomiędzy ilością dostawy materiału a pojemnością akomodacyjną szelfu. Gdy WPM podnosi się, obszary o niskim zasilaniu mogą charakteryzować się transgresywnymi wybrzeżami, a obszary o dużej dostawie materiału wykazywać regresywne wybrzeża (por. np. odcinki ujściowe koryt rozprowadzających i strefy położone między nimi na wybrzeżach deltowych). Natomiast, gdy WPM obniża się zawsze ma miejsce regresja linii brzegowej bez względu na zmiany w ilości dostarczanego materiału. Regresja związana wyłącznie ze spadkiem WPM nosi nazwę regresji wymuszonej (*forced regression* — Posamentier i in., 1992).

Zapisem fluktuacji względnego poziomu morza w relacji do stopy sedymentacji jest trajektoria linii brzegowej i związany z tym kierunek migracji pasa facji (ryc. 6). W ogólnym obrazie, gdy WPM jest niski, depozycja jest ograniczona do skłonu szelfu i centrum basenu. Ze wzrostem pozycji WPM linia brzegowa transgreduje na szelf do osiągnięcia maksimum elewacji WPM. Od tego momentu dominującym czynnikiem zmniejszającym przestrzeń akomodacyjną jest dostawa materiału, czego efektem jest progradacja linii brzegowej i regresja na szelfie (Vail i in., 1977). Sekwencja depozycyjna jest stratygraficznym wyrazem dopasowania akumulacji osadu do pojemności akumulacyjnej basenu wytworzonej pomiędzy dwoma, kolejnymi najniższymi stanami WPM.

Stratygrafia sekwencji

Vail i Sangree (1989) podają następującą definicję stratygrafii sekwencji: *Stratygrafia sekwencji jest to zintegrowana metodologia interpretacji architektury depozycyjnej, litofacji i środowisk depozycyjnych w oparciu o dane sejsmiczne oraz dane z otworów wiertniczych i odsłonięć. Procedura interpretacyjna obejmuje konstrukcję szkieletu chronostratygraficznego złożonego z cyklicznie powtarzających się, genetycznie powiązanych warstw ograniczonych przez powierzchnie nieciągłości związane z erozją bądź brakiem depozycji lub przez ich korelatywne zgodności. W szkielecie tym interpretuje się rozkład środowisk depozycyjnych i związanych z nimi litofacji. Jednostki litofacjalne mogą występować w obrębie interwałów chronostratygraficznych ograniczonych przez powierzchnie warstwowe, lub występują jako interwały diachroniczne, których kontakty przecinają powierzchnie warstw.*

Powyższą definicję można zredukować do następującej postaci: stratygrafia sekwencji polega na badaniu genetycznie powiązanych facji umieszczonych w szkielecie złożonym z powierzchni o znaczeniu chronostratygraficznym (Van Wagoner i in., 1990). Określenie relacji genetycznych pomiędzy facjami, jak i chronostratygraficznej rangi nieciągłości jest procesem interpretacyjnym, w wielu istotnych elementach opartym na założeniach teoretycznych, a nie procesem czysto opisowym. Dlatego rolą stratygrafii sekwencji nie jest zastępowanie innych formalnych schematów klasyfikacyjnych, jak litostratygrafia czy allostratygrafia. Jest ona schematem równoległym, w którym głównym kryterium podziału są nieciągłości o określonej randze (ryc. 2A).

Główne jednostki w stratygrafii sekwencji

Sekwencja jest definiowana jako generalnie zgodne następstwo genetycznie powiązanych ze sobą warstw, ograniczone w spągu i stropie przez niezgodności i ich korelatywne zgodności (Mitchum, 1977) (ryc. 4). W klasycznej koncepcji exxonowskiej te niezgodności wykazują regionalną lub interregionalną rozciągłość, a tworzą się w warunkach subaeralnych (w swych odlądowach częściach), podczas opadania i niskiego stanu względnego poziomu morza. Zatem pojedyncza sekwencja reprezentuje cykl regresywno-transgresywno-regresywny stanowiący efekt akumulacji osadu pomiędzy dwoma, kolejnymi najniższymi stanami względnego poziomu morza.

Postępując w dół hierarchii elementów składowych, w sekwencji depozycyjnej wyróżnia się ciągi systemów depozycyjnych, które są zbudowane z zestawów parasekwencji, a te z kolei składają się z parasekwencji. Wszystkie te elementy są ograniczone w spągu i stropie przez powierzchnie nieciągłości o różnej randze (zob. niżej). U podstaw procedury wyróżniania sekwencji stratygraficznych w badanej sukcesji osadowej leży identyfikacja, określenie rangi oraz korelacja powierzchni nieciągłości.

Ogólnie, powierzchnie te można sklasyfikować w obrębie pięciu rodzajów:

— **granice sekwencji** są zapisem szybkiej migracji pasa facji w kierunku centrum basenu, wybitnie przekraczających kontaków facjalnych i spłycania. Powierzchnie te są związane z hiatusem, którego skala wzrasta w kierunku brzegu basenu,

— **powierzchnie erozji przybrzeżnej** stanowią efekt erozji falowej przybrzeża w warunkach cofania się linii brzegowej. Oddzielają facje przybrzeżne i równiny nadbrzeżnej od przykrywających osadów szelfu wewnętrznego. Są diachroniczne i związane z małym hiatusem,

— **powierzchnie zalewu morskiego** są zapisem szybkiego pogłębiania i związanego z nim gwałtownego zmniejszania średnicy ziarna. Nie wykazują większych luk stratygraficznych,

— **horyzonty kondesacyjne** tworzą się w warunkach pogłębiania, redukcji dostawy materiały terygenicznego i niskiej stopy sedymentacji. Zwykle nie wykazują luki stratygraficznej.

— **powierzchnie maksymalnego zalewu** są związane z obszarowo największym rozwojem horyzontów kondensacyjnych.

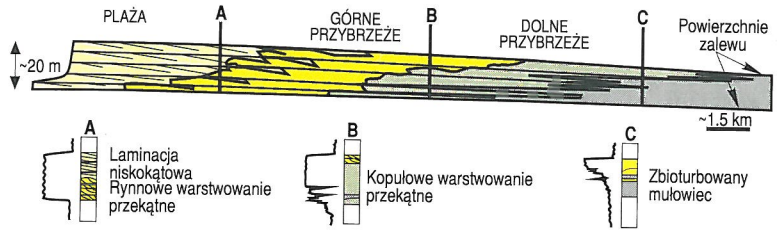
Parasekwencja

Podstawowymi elementami, z których są zbudowane sekwencje depozycyjne są tzw. parasekwencje. Parasekwencja jest to generalnie zgodne następstwo warstw lub zestawów warstw, ograniczone w spągu i stropie przez powierzchnie zalewu morskiego (*flooding surfaces*) i ich korelatywne powierzchnie (Van Wagoner, 1985). Powierzchnia zalewu morskiego jest to nieciągłość, zwykle ze śladami erozji podmorskiej lub braku depozycji i małym hiatusem, przykryta osadem o cechach depozycji w głębszej wodzie niż osad podścielający bezpośrednio powierzchnię zalewu. Cechą charakterystyczną parasekwencji jest jej regresywny charakter (oznaki spłycania w górę) wyrażający się również w progradacyjnym lub agradacyjnym układem warstw.

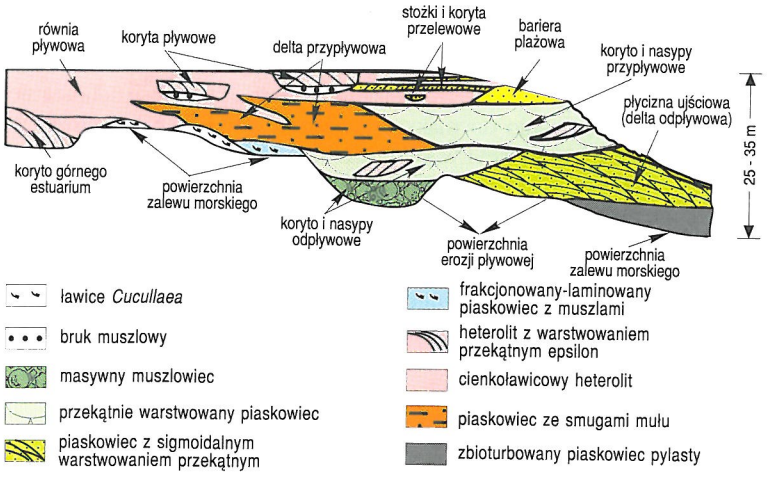
Parasekwencje są powszechnie identyfikowane w środowskach równiny nabrzeżnej, strefie brzegowej oraz szelfie. Ich identyfikacja jest trudna lub niemożliwa zarówno w osadach fluwialnych, gdy brak w nich przewarstwień morskich, jak i głębokowodnych strefach basenowych położonych zbyt głęboko, aby zmiany relatywnego poziomu morza mogły zapisać się w nich wyraźnie (Van Wagoner i in., 1990).

Parasekwencja jest stratygraficznem wyrazem dopasowania się depozycji do wzrostu pojemności akomodacyjnej w wyniku jednostkowego wzrostu względnego poziomu morza. Wykształcenie litologiczne i pionowe zmiany uziarnienia są różne w parasekwencjach związanych z szelfami bezpływowymi i pływowymi. Na wybrzeżach mikropływowych z dominacją reżimu falowo-sztormowego, w których głównym źródłem materiału klastycznego są ujścia deltowe, typowa parasekwencja (ryc. 7) wykazuje wzrost grubości ziarna w górę i rozpoczyna się powierzchnią zalewu często podkreśloną transgresywnym, nieciągłym brukiem, złożonym ze skorup i fragmentów śródformacyjnych. Jest on ostro przykryty przez zbioturbowany mułowiec, który w górę przechodzi w facje heterolitowe zawierające cienkie wkładki piaskowców z laminacją przekątną i warstwowaniem kopułowym. W górę częstość, miąższość i grubość przeławiceń piaskowcowych wzrasta, warstwowanie kopułowe występuje w amalgamowanych zestawach ławic, pojawia się warstwowanie przekątne dużej skali, a wreszcie w partiach przystropowych parasekwencji mogą pojawiać się niskokątowe zestawy laminacji równoległej i klinowej, charakterystyczne dla strefy zmywu. Bywa iż parasekwencja kończy się horyzontem pedogenicznym lub węglem (Van Wagoner i in., 1990). W niektórych sukcesjach pokład węgla jest korelatywny z powierzchnią zalewu co wskazuje, że należy on już do wyżejległej parasekwencji. Warto dodać, iż parasekwencje, które dostarczają oznak na depozycję w warunkach pogłębiania w górę profilu są na ogół związane z odmorskimi częściami retrogradacyjnego zestawu parasekwencji w związku z krokowym wzrostem WPM.

Parasekwencje związane ze strefami korytowymi wybrzeży mezo- i makropływowych wykazują drobnienia ziarna w górę (ryc. 8). Ich bazalne powierzchnie zalewu są zwykle identyfikowalne tylko w strefach odbrzegowych, położonych poza zasięgiem depozycji korytowej, a w strefach koryt są zastąpione przez powierzchnię erozyjną w spągu przesuwającego się koryta. Dolna cześć takiej parasekwencji jest zbudowana zwykle z wielozestawów sigmoidalnego warstwowania przekątnego w dużej skali generowanego w obrębie pływowych, piaskowych makroform dna rozwijających się w batymetrycznie najgłębszych (subpływowych) częściach koryt. Wyżej udział przeławiceń mułowcowych wzrasta i facja heterolitowa buduje często nachylone, boczne przyrosty akrecyjne (warstwowanie przekątne typu epsilon) tworzone w obrębie meandrowych nasypów. Środkowa i górna część parasekwencji tworzy się w strefie między- i nadpływowej, gdzie dominują silnie zbioturbowane heterolity z dominacją warstwowań falistych i soczewkowych, często z oznakami okresowej subaeralnej ekspozycji jak szczeliny z wysychania, poziomy glebowe itd.



Ryc. 7. Przekrój facjalny równoległy do upadu depozycyjnego przez parasekwencję zdeponowaną w obrębie wybrzeża mikropływowego (Van Wagoner i in., 1990)



Ryc. 8. Przekrój facjalny przez parasekwencję zdeponowaną w obrębie eoceńskiego, mezopływowego estuarium (Porębski, 1995)

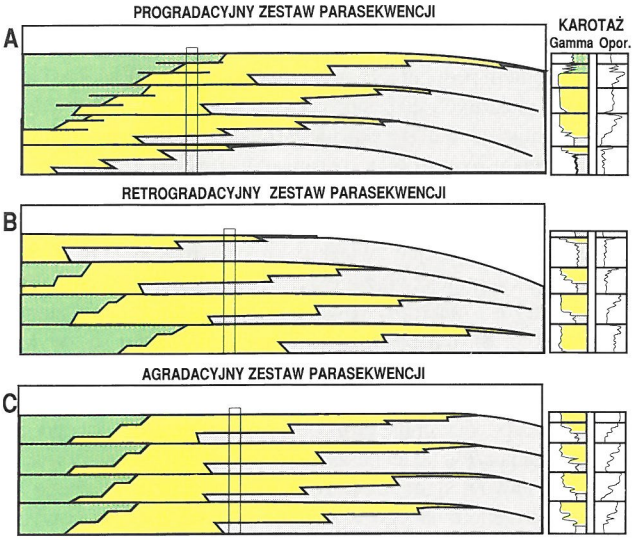
Pomimo tak różnego wykształcenia tych dwóch typów parasekwencji ich cechą wspólną jest regresywny charakter (spłycanie w górę) związany ze stopniowym zmniejszaniem pojemności akomodacyjnej. Innymi słowy parasekwencje tworzą się, gdy stopa sedymentacji w środowiskach przybrzeżnych przewyższa wzrost pojemności akomodacyjnej w strefie wybrzeża, natomiast powierzchnie graniczne parasekwencji stanowią zapis relacji, gdy pojemość akomodacyjna wzrasta w tempie znacznie wyższym niż dostawa materiału. Van Wagoner i in. (1990) podkreślają, iż powierzchnie graniczne parasekwencji mają ograniczone zastosowanie do regionalnych korelacji czasowych i facjalnych. Wynika to przede wszystkim z faktu, iż obszarowy rozkład parasekwencji jest silnie uzależniony od dostawy materiału.

Zestaw parasekwencji

Pionowe następstwa parasekwencji łaczy się zwykle w zestawy parasekwencji. Zestaw parasekwencji jest to następstwo genetycznie powiązanych ze sobą parasekwencji, tworzące wyraźny

układ pionowy (*stacking pattern*) ograniczony w spągu i stropie przez ważniejsze powierzchnie zalewu morskiego i ich korelatywne powierzchnie (Van Wagoner, 1985). W zależności od relacji pomiędzy stopą sedymentacji (S), a pojemnością akomodacyjną (A), wyróżnia się trzy typy układu parasekwencji (architektury depozycyjnej) (ryc. 9):

- układ progradacyjny (S>A), gdy kolejne parasekwencje są deponowane coraz dalej w kierunku centrum basenu,
- układ retrogradacyjny (S<A), gdy kolejne parasekwencje są deponowane coraz dalej w kierunku lądu,
- układ agradacyjny (S=A), gdy brak migracji pasa facji w związku z czym ważniejsze kontakty facjalne mają generalnie przebieg pionowy.



Ryc. 9. Główne rodzaje zestawów parasekwencji (Van Wagoner i in., 1990, zmienione)

Zestaw parasekwencji można zidentyfikować w pojedynczym otworze lub dużym odsłonięciu. Granice zestawów umieszcza się się na powierzchniach morskiego zalewu, które odzielają zestawy parasekwencji o różnym układzie. Powierzchnie te zwykle są związane z większm hiatusem czasowymi, oznakami erozji podmorskiej i kondensacji, i reprezentują okresy większych reorganizacji systemów depozycyjnych często w skali całego basenu.

Przy korelacji pomiędzy i w obrębie zestawów parasekwencji jest istotne wzięcie pod uwagę, iż w przekrojach równoległych do upadu depozycyjnego, gdzie gradient facjalny jest największy, w danym zestawie ograniczonym chronohoryzontami układ parasekwencji może ulegać zmianie. Np. często zdarza się, iż zestaw progradacyjny wykazuje w stronę lądu przejście w układ agradacyjny, a w częściach najbardziej dystalnych (basenowych) ma jednolite drobnoziarniste wykształcenie, gdzie tylko zmiany w składzie biotycznym mogą być zapisem wzrostu względnego poziomu morza. Wynika to zarówno z przyczyn obiektywnych związanych z poprawnym odczytaniem zapisu stratygraficznego, jak i wpływu czynników autogenicznych na pozycję lokalnego WPM. Przykładem tego jest regionalnie transgresywne wybrzeże z retrogradacyjnym zestawem parasekwencji, który jest korelatywny z lokalnymi, progradacyjnymi zestawami parasekwencji generowanymi u wylotów głównych deltowych koryt rozprowadzających.

Ciągi systemów depozycyjnych

Zestawy parasekwencji można interpretować w kategoriach analizy facjalnej jako zespoły systemów depozycyjnych. System depozycyjny (*depositional system*) jest to trójwymiarowy zespół litofacji powiązanych genetycznie procesami depozycji i środowiskami sedymentacji (Posamentier i in., 1988; zob. też Fisher & McGowen, 1967). Ciąg systemów depozycyjnych (*depositional systems tract*) jest to zespół (sprzężenie) równowiekowych systemów depozycyjnych (Brown & Fisher, 1977). Z wymogu synchroniczności stratygraficznej wynika, iż dany zespół systemowy jest ograniczony w spągu i stropie przez powierzchnie izochroniczne.

Równowiekowość systemów depozycyjnych może być określona na gruncie biostratygraficznym, ale w praktyce ciągi systemowe są definiowane i korelowane w oparciu o graniczne nieciągłości. Nawiązując do sekwencji depozycyjnej jako jednostki reprezentującej jeden, kompletny cykl wzrostu i spadku względnego poziomu morza otrzymujemy trzy główne powierzchnie nieciągłości. Są to: niezgodność spągowa i stropowa sekwencji odpowiadające najniższym pozycjom WPM na początku i końcu cyklu oraz niezgodność śródsekwencyjna odpowiadającą maksimum transgresji (*maximum flooding surface*) i stabilizacji WPM, a zarazem będąca niezgodnością zstępującą. Niezgodność ta odgranicza osady tworzące się w warunkach ogólnej transgresji (poniżej niezgodności) od osadów akumulowanych w warunkach ogólnej regresji (powyżej niezgodności).

Te trzy niezgodności definiują trzy główne ciągi systemów depozycyjnych w obrębie sekwencji (Van Wagoner i in., 1987). W porządku stratygraficznym są to:

- ciąg systemów niskiego stanu względnego poziomu morza (*low-stand systems tract*),
- ciąg transgresywny (*transgressive systems tract*),
- ciąg systemów wysokiego stan względnego poziomu morza (*high-stand systems tract*).

W nazwach ciągów systemowych jest zawarte odniesienie wprost do pozycji WMP. Tym ciągi systemowe różnią się one od zestawów parasekwencji, których definicje nie zawierają konotacji genetycznych (por. Posamentier & James, 1993).

W nowszej literaturze wyróżnia się coraz częściej cztery ciągi systemowe. Helland-Hansen i Gjelberg (1994), wyróżniają cztery segmenty w sukcesji osadowej odpowiadającej kompletnemu cyklowi wzrostu i spadku WPM (ryc. 10):

1) osady zdeponowane w czasie wzrostu WPM od jego najniższej pozycji do maksymalnego zasięgu regresji (ciąg systemowy pryzmy niskiego stanu WPM);

2) osady zdeponowane w czasie wzrostu WPM od maksimum regresji do maksimum zasięgu transgresji (ciąg transgresywny);

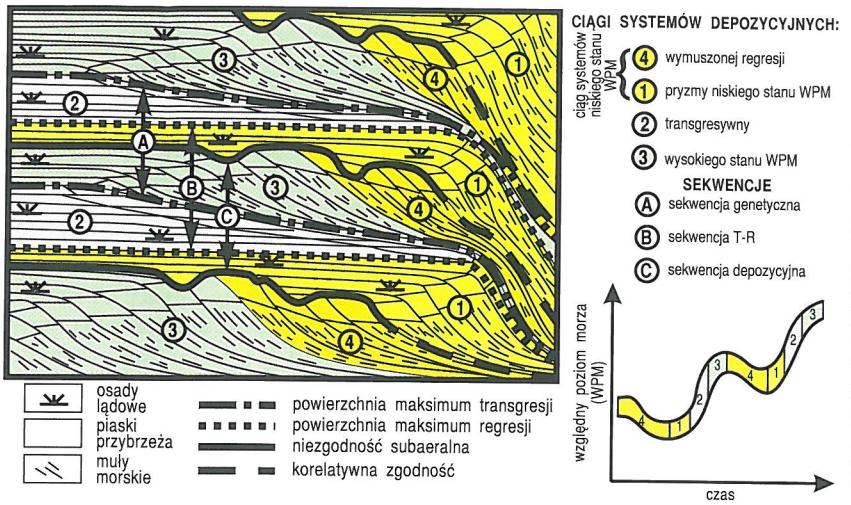
3) osady w zdeponowane w czasie wzrostu WPM od maksymalnego zasięgu transgresji do początku następnego cyklu spadku WPM (ciąg systemowy wysokiego stanu WPM);

4) osady zdeponowane w czasie opadania WPM (ciąg systemowy wymuszonej regresji.

W tym ujęciu segmenty 1 i 4 należą do ciągu systemowego niskiego stanu WPM. Maksima regresji i transgresji odnoszą się odpowiednio do maksymalnych zasięgów linii brzegowej w kierunku morza i w kierunku lądu. Zatem segmenty 1–3 reprezentują efekt sedymentacji w warunkach wzrostu względnego poziomu morza, natomiast segment 4 w całości odpowiada okresowi spadku WPM (ryc. 10). Kolejność tych segmentów w obrębie cyklu jest niezmienna, ale każdy z nich może zwiększać się lub zmniejszać zarówno w czasie, jak i przestrzeni w zależności od fluktuacji pomiędzy stopą sedymentacji a pojemnością akomodacyjną basenu (Helland-Hansen & Gjelberg, 1994).

Typy klasyfikacji sekwencji

Wyróżnienie trzech głównych powierzchni nieciągłości (zob. wyżej) dało podstawy dla wyróżnienie trzech równoważnych sobie systemów klasyfikacji sekwencji (ryc. 10):



Ryc. 10. Ciągi systemów depozycyjnych, główne powierzchnie nieciągłości i sekwencje stratygraficzne (Helland-Hansen & Gjelberg, 1994, zmienione)

• sekwencja depozycyjna (Vail i in., 1984) obejmuje następstwo warstw zawarte pomiędzy dwoma kolejnymi niezgodnościami subaeralnymi i ich korelatywnymi zgodnościami,

• genetyczna sekwencja stratygraficzna (Galloway, 1989) obejmuje następstwo warstw zawarte pomiędzy dwoma kolejnymi powierzchniami maksimum transgresji,

• cykl T-R (Johnson i in., 1985) obejmuje następstwo warstw zawarte pomiędzy dwoma kolejnymi powierzchniami maksimum regresji.

Wymienione typy sekwencji wywodzą się z allostratygrafii, a w każdym z nich parasekwencja stanowi podstawowy element podziału stratygraficznego (ryc. 2B). Wybór powierzchni granicznych i tym samym typu klasyfikacji podziału badanej sukcesji na sekwencje zależy w dużym stopniu od rodzaju danych (odsłonięcia, rdzenie, karotaż, przekroje sejsmiczne), rozmieszczenia profilów dostępnych do badań w obrębie basenu oraz celu badań. Przesłanki wyboru mają aspekt zarówno poznawczy, jak i praktyczny (Posamentier & James, 1993). Wszystkie typy klasyfikacji sekwencji mają podstawy allostratygraficzne, ponieważ nieciągłości stanowią granice wyróżnianych jednostek stratygraficznych (ryc. 2 B). O ile allostratygrafia polega na identyfikacji powierzchni nieciągłości bez wymogu określenia ich genezy, o tyle w stratygrafii sekwencji nacisk jest położony na niezgodnościach, a w stratygrafii genetycznej — na powierzchniach zalewu morskiego.

Termin „sekwencja" implikuje pewną ciągłość procesów depozycyjnych i ich produktów. Największe przerwy i zmiany w kontinuum sedymentacyjnym są związane z subaeralnymi niezgodnościami erozyjnymi, stąd też właśnie te nieciągłości wydają się stanowić najbardziej logiczne granice dla sekwencji. Identyfikacja niezgodności subaeralnych ma również zasadnicze znaczenie dla celów poszukiwań węglowodorów. Z tymi powierzchniami są związane bowiem osady o najlepszych parametrach zbiornikowych, reprezentowane przez piaski rzeczne i estuariowe we wciętych dolinach szelfowych (Dalrymple i in., 1994), linijne litosomy przybrzeżne i deltowe związane z etapem wymuszonej regresji (Plint, 1988) oraz stożki podmorskie zasilane poprzez doliny wcięte na wynurzonym szelfie (Posamentier i in., 1991; Mitchum i in., 1993). Ponieważ depozycja tych rezerwuarów piaszczystych jest związana z gwałtowną migracją pasa facji w kierunku centrum basenu, stąd też są one zwykle otoczone mułem. Gdy spadek WPM zaznacza się erozją i brakiem depozycji na szelfie to powstała niezgodność erozyjna staje się niezgodnością wstępującą dla izolowanych w mule, linijnych litosomów piasku, związanych z procesem transgresywnego, erozyjnego odcinania przybrzeża (np. Swift, 1968; Walker & Bergman, 1993). W ostatecznym efekcie rezerwuary i ekrany uszczelniające mogą sąsiadować ze sobą w bezpośredniej bliskości niezgodności subaeralnej i jej korelatywnej zgodności. Trzeba jednak podkreślić, iż niezgodność subaeralna może być trudna to identyfikacji w obszarach szelfu położonych pomiędzy wciętymi dolinami. Ponadto, jej ślady mogą zostać całkowicie usunięte przez transgresywną powierzchnię erozji przybrzeżnej (wave ravinement surface). Ta ostatnia miewa wyraźny relief i wybitną ekspresję litologiczną, ale nie jest horyzontem izochronicznym (Demarest & Kraft, 1987).

Na ogół, powierzchnia odpowiadająca maksimum transgresji (*maximum flooding surface*) jest najłatwiejsza do identyfikacji na całej swej rozciągłości (Galloway, 1989). Ponieważ odpowiada ona okresowi największej głębokości dna jest związana zwykle z poziomem kondensacji (Loutit i in., 1988), który w odsłonięciach i rdzeniach zanacza się często jako pelit bogaty w materię organiczną. Na profilach karotażowych powierzchnia maksimum transgresji może zaznaczyć się jakomaksimum promieniowania gamma zwykle związany z granicą pomiędzy retrogradacyjnym (u dołu) i progradacyjnym (u góry) zestawem parasekwencji, a na przekrojach sejsmicznych zaznacza się jako niezgodność zstępująca. W kierunku lądu powierzchnia maksimum transgresji może być zastąpiona przez powierzchnię erozji przybrzeżnej. W związku z bogactwem kryteriów identyfikacyjnych powierzchni maksimum transgresji, procedurę wydzielania sekwencji rozpoczyna się zwykle od identyfikacji tych powierzchni. W sytuacji gdy dostępne dane pochodzą wyłącznie z dystalnych części badanej sukcesji jej podział może okazać możliwy tylko w kategoriach sekwencji genetycznych (Galloway, 1989).

Typy sekwencji depozycyjnych

Spągowe powierzchnie niezgodności klasycznych (exxonowskich) sekwencji oraz nadległe sekwencje mogą być dwóch rodzajów (Vail & Todd, 1981):

Typ I niezgodności jest związany z wymuszoną regresją oraz na ogół z powstaniem wciętych dolin szelfowych (*incised shelf valleys*), a sama niezgodność jest powierzchnią wybitnego kontrastu facjalnego, gdzie facje bardzo proksymalne (rzeczne, przybrzeżne) przykrywają wzdłuż niezgodności facje dystalne (zewnętrzny szelf, górny skłon). Niezgodność typu I tworzy się w warunkach szybkiego spadku względnego poziomu morza (Posamentier & Vail, 1988a). Wśród sześciu przypadków, w których może dojść do wcinania dolin szelfowych, dwa związane z procesamami allogenicznym, mogą mieć znaczenie regionalne (Posamentier & James, 1993, s. 14) tj: spadek WMP odsłania powierzchnię szelfu o nachyleniu stromszym niż profile równowagi sąsiadujących rzek lub WPM nie zmienia się lub nieznacznie wzrasta ale obszar lądowy podlega tektonicznego wypiętrzaniu. Trzeba podkreślić, iż związana z omawianym typem niezgodności sekwencja typu I może tworzyć się zarówno w warunkach szelfu ograniczonego załama-

niem skłonu, jak i w basenie typu „rampy" o nisko nachylonej (<1°) krawędzi (Van Wagoner i in., 1990).

Typ II niezgodności jest powierzchnią wybitnego kontrastu facjalnego wzdłuż, której facje proksymalne przykrywają facje dystalne, jednakże bez śladów erozji fluwialnej. Niezgodność ta powstaje w warunkach początkowego zwalniania a następnie przyspieszania tempa wzrostu względnego poziomu morza (Posamentier & Vail, 1988a). W takich warunkach nie dochodzi do obniżenia WPM poniżej załamania szelfu ponieważ maksymalny wzrost eustatyczny nigdy nie równoważy tempa subsydencji.

Zróżnicowanie facjalno-depozycyjne ciągów systemowych

Ciąg systemowy niskiego stanu WPM

Ciąg systemowy niskiego stanu WMP powstaje na ogół poniżej załamania szelfu. W obrębie w pełni rozwiniętego ciągu systemów depozycyjnych niskiego stanu WPM wyróżnia się trzy elementy. Są to od dołu w górę (Vail, 1987): stożek basenowy, stożki skłonu oraz kompleks progradacyjny, przy czym te dwa ostatnie elementy bywają łączone w jedną jednostkę zwaną pryzmą niskiego stanu WPM (*lowstand wedge* — Posamentier i in., 1991)

Stożek basenowy (*basin-floor fan*) reprezentuje najniższą część ciągu systemowego niskiego stanu WPM zdeponowaną w obrębie stożków podmorskich na dolnej części skłonu szelfu lub w strefie równiny basenowej; jego spąg stanowi niezgodność typu 1 lub jej korelatywna zgodność, a strop reprezentuje niezgodność zstępująca (Van Wagoner i in., 1987). Charakterystycznym osadem tych stożków jest dobrze wysortowany piasek budujący miąższe ławice turbidytowe Tab, Tac i Ta. Wysoki stosunek piasek/muł determinuje depozycją ze słabo skanalizowanych przepływów zawiesinowych o niskiej wydajności (Mutti, 1985) w obrębie lobów i wypukłych ku górze pokryw (*seismic mounds*). Uważa się, iż stożek basenowy jest deponowany we wczesnej fazie spadku WPM (Vail, 1987); jego lateralnym ekwiwalentem na szelfie jest niezgodność subaeralna (spąg sekwencji). Stożki basenowe mogą być interesującym celem dla poszukiwań węglowodorów z uwagi na dobre właściwości kolektorskie i powszechnie występującą amalgamację ławic czego wyrazem bywa pojedynczy kontakt węglowodory/woda. Potencjalne ryzyko może być związane z brakiem odpowiedniego połączenia pomiędzy źródłem a kolektorem (Mitchum i in., 1993).

Stożki skłonu (*slope fan complex*) przykrywają wzdłuż niezgodności zstępującej stożek basenowy (o ile występuje) i są zbudowane z osadów spływów masowych o wysokiej koncentracji oraz turbidytów występujących w obrębie koryt i związanych z nimi wałów brzegowych (Vail, 1987). Strop tego elementu stanowi niezgodność zstępującą często związaną z horyzontem kondensacyjnym, utworzonym w najniższej części wyżejległego kompleksu progradacyjnego. Kompleks stożków skłonu jest interpretowany jako efekt depozycji w warunkach późnego spadku i wczesnego wzostu WPM. Wzrost WMP powoduje zalanie i odsunięcie wylotów koryt fluwialnych wcześniej zasilających stożek basenowy, czego wyrazem jest zmniejszenie stosunku piasek/muł i pogorszenie wysortowania utworów stożków skłonu (Mitchum i in., 1993). Najpowszechniejszym elementem architektury litofacjalnej omawianych stożków jest kompleks koryto-wał brzegowy, w którym miąższe ławice piasku są ograniczone do koryt, a cienkoławicowy heterolit dominuje w osadach wałów brzegowych. Cienkoławicowe piaskowce w wałach brzegowych i glifach przelewowych mogą mieć zadziwiająco wysoką porowatośc i przepuszczalność oraz wielki zasięg lateralny. Stała dostawa nasyconego wodą osadu na górny skłon, powoduje łatwość grawitacyjnej remobilizacji osadu czego wyrazem są wielkoskalowe osuwiska i debryty zbudowane głównie z materiału śródformacyjnego. Korelatywnym odpowiednikiem stożków skłonu na szelfie mogą być osady rzeczne deponowane w obrębie wciętych dolin.

Kompleks progradacyjny (*prograding complex*) stanowi najwyższą część ciągu systemowego niskiego stanu WPM. Ma on formę klinoformu, który jest zbudowany głównie z progradacyjno-agradacyjnych zestawów parasekwencji przybrzeżnych i deltowych zazębiających się wzdłuż spągu klinoformu z turbidytami równiny basenowej (Vail, 1987). Strop kompleksu progradacyjnego stanowi powierzchnia zalewu morskiego odpowiadająca walnej nieciągłości maksimum regresji, której wyrazem w silnie progradacyjnych kompleksach bywa przekraczająca niezgodność stropowa. Ponieważ powstanie tej nieciągłości jest silnie uwarunkowane dostawą materiału, może mieć ona nieco diachroniczny charakter w skali basenu. Kompleks progradacyjny jest interpretowany jako efekt depozycji w warunkach wczesnego, stosunkowo stopniowego wzrostu WPM (Posamentier & Vail, 1988). Pod względem batymetrycznym w kompleksie tym można wyróżnić cztery strefy (Mitchum i in., 1993): najbardziej **odlądową strefę** reprezentują fluwialne i eustuariowe wypełnienia dolin szelfowych; te przechodzą w **wewnętrzną i środkową strefę nerytyczną,** gdzie dominują osady progradacyjnych linii brzegowych, nasypów przyujściowych i koryt deltowych oraz litosomy piaszczyste czół deltowych, zwykle o erozyjnym spągu.

Omawiane osady reprezentują górną część klinoformu kompleksu progradacyjnego. Jego **środkowa i dolna** część jest zbudowana z mułu i piaszczystych turbidytów skłonów deltowych i skłonu szelfu deponowanych w strefie zewnętrznego nerytyku i górnego batiału, a turbidyty w spągowej części kompleksu wykazują często zimbrykowany układ (*shingled turbidites*) widoczny na przekrojach sejsmicznych. Korelatywne osady **niższego batiału** i **większych głębokości** są reprezentowane przez muły pelagiczne ze śladami kondensacji i maksimami obfitości fauny, a sam horyzont kondensacyjny można łatwo pomylić z powierzchnią maksimum transgresji (Mitchum i in., 1993). Potencjalne rezerwuary dla węglowodorów są związane z piaskami dolin szelfowych, progradacyjnych linii brzegowych, deltowymi nasypami przyujściowymi oraz zimbrykowanymi turbidytami.

Ciąg systemowy skraju szelfu

Odpowiednikiem ciągu systemowego niskiego stanu WPM jest w sekwencji typu II ciąg systemowy skraju szelfu (*shelf margin tract*). Ten ciąg charakteryzuje się obecnością progradacyjnego lub nieco agradacyjnego zestawu parasekwencji zbudowanych z osadów szelfowych przechodzących w stronę lądu w facje równiny nadbrzeżnej (Van Wagoner i in., 1990). Spąg tego ciągu stanowi niezgodność typu 2, która z definicji jest związana z tak nieznacznym spadkiem WPM, iż przybrzeżny kontakt wstępujący (*coastal onlap*) nigdzie nie schodzi poniżej załamania szelfu. W związku z tym ciąg ten nie zawiera dolin szelfowych, kanionów i stożków podmorskich.

Ciąg transgresywny

Ciąg transgresywny tworzy środkową część sekwencji typu 1 i 2; jego spąg stanowi powierzchnia zalewu odpowiadająca maksimum regresji, a stropem jest niezgodność zstę-

pująca odpowiadająca maksimum transgresji (Van Wagoner i in., 1987). Ciąg ten jest zbudowany z retrogradacyjnego zestawu parasekwencji szelfowych i paralicznych, w którym kolejne ślady linii brzegowej wykazują układ przekraczający w kierunku lądu. Ciąg transgresywny tworzy się w warunkach maksymalnego tempa wzrostu WPM. Na głębokościach batialnych ciąg ten jest reprezentowany zwykle przez skondensowany pakiet pelityczny, w którym kondensacja stratygraficzna jest największa w interwale odpowiadającym okresowi maksymalnego zasięgu linii brzegowej w kierunku lądu (Loutit i in., 1988). Interwał skondensowany jest zwykle cienki, a jego depozycja choć ciągła charakteryzuje się bardzo niską stopą akumulacji (Van Wagoner i in., 1990).

Litosomy o parametrach kolektorskich są w omawianym ciągu systemowym ograniczone do piasków przybrzeżnych i szelfu wewnętrznego, których dobre wysortowanie jest przede wszystkich funkcją redepozycji pierwotnych osadów szelfowych w warunkach erozyjnego cofania przybrzeża. Litosomy te mają orientację subrównoległą do linii brzegowej, a horyzontami uszczelniającymi są muły szelfu zewnętrznego, budujące dolne części kolejnych, retrogradacyjnych parasekwencji. Omawiane litosomy mogą spoczywać na lokalnie rozwiniętych estuariowych wypełnieniach dolin szelfowych o orientacji prostopadłej do wybrzeża. Piaski estuariowe mogą stanowić najwcześniejsze elementy ciągu transgresywnego na szelfie (Vail, 1987). Gdy związane są z reżimem mezo- i makropływowym mogą tworzyć miąższe, choć zlokalizowane litosomy kolektorskie, związane z depozycją w obrębie pływowych makroform dna. Eksploatacja tych kolektorów może napotykać na trudności związane z barierami mikroporowatości wskutek obecności licznych, cienkich warstw mułowych deponowanych w okresach maksimów i minimów pływowych.

Ciąg systemowy wysokiego stanu WPM

Ciąg systemowy wysokiego stanu WPM stanowi górny element w sekwencjach depozycyjnych obu typów. Jest on najlepiej rozwinięty na szelfie i cechuje się obecnością agradacyjnego zestawu parasekwencji przykrytego przez zestaw progradacyjny (Van Wagoner i in., 1987). Omawiany ciąg tworzy się w warunkach zwalniającego tempa wzrostu lub stabilizacji względnego poziomu morza, co powoduje, iż stopa sedymentacji jest dominującym czynnikiem kontrolującym pojemność akomodacyjną basenu. Efektem takiej sytuacji jest spychanie linii brzegowej w kierunku centrum basenu (klasyczna regresja) i stopniowa rozbudowa klinoformu szelfowego, który zstępuje przekraczająco na powierzchnię maksimum transgresji. W wielu sekwencjach silikoklastycznych omawiany ciąg bywa erozyjnie ścięty przez spąg kolejnej sekwencji, a w jego wykształceniu dominują facje mułowe (Van Wagoner i in., 1990). Potencjalne rezerwuary w omawianym ciągu systemowym są ograniczone na ogół do fluwialnych i deltowych litosomów korytowych oraz piasków czoła delty. Jednak ubóstwo dobrych horyzontów uszczelniających sprawia, iż na ogół procesy deformacji strukturalnej, jak np. zróżnicowana kompakcja i związany z nią diapiryzm, są niezbędne do powstania pułapek dla węglowodorów (Sangree & Vail, 1989).

Ciąg systemowy wymuszonej regresji

Ciąg systemowy wymuszonej regresji rozwija się gdy względny poziom morza zaczyna obniżać się w strefie linii brzegowej (Posamentier i in., 1992). Przesuwa się ona szybko w kierunku centrum basenu, a na jej zapleczu ma miejsce wycinanie dolin szelfowych, którymi materiał klastyczny jest transportowany dalej na szelf i deponowany w obrębie parasekwencji przybrzeżnych i deltowych. Nie mają one odpowiedników lateralnych w strefie odlądowej, bowiem przeważa tam erozja w związku szybkim obniżaniem WPM (Van Wagoner i in., 1990, s. 36). Powstały w ten sposób progradacyjny zestaw parasekwencji zachowuje się zwykle w strefie zewnętrznego szelfu; jego dolną granicę stanowi powierzchnia zgodności, a górną reprezentuje niezgodność subaeralna (ryc. 10), wykazująca wszystkie cechy granicy sekwencji (Van Wagoner i in., 1990). Gdy dostawa materiału jest znikoma, linia brzegowa podlega translacji w kierunku skraju szelfu — czemu zwykle towarzyszy erozja falowa i powstanie regresywnej powierzchni erozji przybrzeżnej. Gdy dostawa materiału wzrasta progradacja linii brzegowej przybiera formę dyskretnych kroków, w których kolejne przekraczające kontakty facjalne dochodzą do jednej powierzchni izochronicznej.

Jak już wcześniej wspomniano, rozróżnienie pomiędzy późnym ciągiem systemowym wysokiego stanu WPM (klasyczna regresja) a ciągiem wymuszonej regresji (spadek WPM) może być trudne. Zasadnicza różnica dotyczy obszarowego zasięgu kolejnych jednostek progradacyjnych (parasekwencji). W ciągu wymuszonej regresji kolejna (młodsza) parasekwencja jest wysunięta daleko w kierunku skraju szelfu i izolowana w stosunku do parasekwencji poprzedzającej, a między nimi rozciąga się strefa braku depozycji — czyli transferu (*bypassing*) materiału klastycznego (Posamentier i in., 1992). W warunkach normalnej regresji, z uwagi na brak spadków w pozycji bazy erozyjnej, strefy transferu osadu są zredukowane, a kolejne przyrosty progradacyjne przechodzą wzajemnie w siebie, w sposób stopniowy bez wybitnie przekraczających kontaktów facjalnych. Strop progradacyjnego zestawu parasekwencji jest w takich warunkach równoległy lub ma charakter wspinający w stosunku do niżejległych horyzontalnie uławiconych utworów. W ciągu wymuszonej regresji strop zestawu progradacyjnego jest na ogół nachylony w kierunku centrum basenu, bowiem trajektoria linii brzegowej ma charakter zstępujący wskutek obniżania WPM (Posamentier i in., 1992; Helland-Hansen & Gjelberg, 1994).

Mechanizm wymuszonej regresji dostarcza argumentów w celu wyjaśnienia genezy otoczonych mułem, linijnych litosomów piaszczystych położonych na szelfie wewnętrznym i zewnętrznym w dużej odległości od równowiekowych śladów linii brzegowej. Litosomy takie były interpretowane konwencjonalnie jako odbrzeżne nasypy szelfowe (*offshore bars*). Głównym problemem w tej interpretacji jest brak odpowiedniego mechanizmu szelfowego zdolnego do transportu wielkich ilości materiału piaszczystego na dużą odległość od brzegu (Walker & Bergman. 1993). Pod względem wykształcenia facjalnego litosomy takie nie różnią się niczym od utworów przybrzeża z wyjątkiem tego, iż nie zawierają facji plażowych i zabarierowych. W świetle mechanizmu wymuszonej regresji omawiane litosomy można uznać za osady przybrzeżne deponowane daleko na szelfie podczas opadania względnego poziomu morza, a które są odzielone od linii brzegowej wysokiego stanu WPM przez strefę transferu materiału klastycznego. Ponieważ podścielają one ciąg transgresywny, są poddawane erozji przyboju, gdy linia brzegowa migruje z powrotem w kierunku lądu co może wyjaśniać brak facji najpłytszych (plażowych) w omawianych litosomach. Omawiane linijne litosomy szelfowe mają doskonałe właściwości kolektorskie i często są elementem pułapek stratygraficznych. Przy braku wyraźnych wskazówek określających polarność systemu depozycyjnego i małej gęstości otworów wiertniczych, rozróżnienie tych litosomów od wypełnień wciętych dolin szelfowych może być trudne.

Następstwo głównych i pobocznych powierzchni nieciągłości w sekwencji depozycyjnej

Sukces podziału stratygraficznego badanej sukcesji osadowej w katergoriach stratygrafii sekwencji zależy przede wszystkim od poprawnej identyfikacji głównych i pobocznych powierzchni nieciągłości. Nieciągłości te występują w określonym i tym samym przewidywalnym następstwie pionowym w obrębie sekwencji (ryc. 11).

Niezgodność subaeralna i jej korelatywna zgodność definiuje spąg sekwencji typu 1. Na szelfie zanacza się erozją fluwialną w formie wciętych dolin o reliefie rzędu kilku do kilkudziesięciu metrów. W obszarach pomiędzy dolinami (*interfluves*) mogą rozwijać się horyzonty glebowe, a konkrecje cementacyjne redeponowane z tych horyzontów zwykle stanowią istotny element bruku korytowego w spągowych częściach dolin (Van Wagoner i in., 1990). Omawiana niezgodność jest związana z gwałtownym przesunięciem pasa facji w kierunku odlądowym, tak że podścielające ją osady szelfowe są przykryte ostro osadami fluwialnymi ciągu niskiego stanu WPM lub estuariowymi, gdy wypełnianie dolin jest związane z ciągiem transgresywnym. Na profilach karotażowych wypełnienia dolin zanaczają się zwykle „blokowym" zapisem promieniowania gamma. Ponieważ z definicji omawiana niezgodność jest związana ze spadkiem WPM, musi mieć ona regionalny zasięg. Tym różni się od powierzchni erozyjnych związanych z deltowymi korytami rozprowadzającymi i innymi korytami o lokalnym znaczeniu. Oznaki erozji subaeralnej w dolinach, a także w obszarach między nimi, często bywają usunięte przez erozję przybrzeżną, podczas formowania się ciągu transgresywnego. W takich warunkach niezgodność wstępująca w spągu tego ciągu staje się granicą sekwencji (powierzchnia E/T — Plint i in., 1987). Bywa, iż jedynym śladem erozji subaeralnej szelfu jest bruk złożony z redeponowanych konkrecji pedogenicznych rozwinięty na tej powierzchni, a świadczący o okresie wynurzenia szelfu (Van Wagoner i in., 1990).

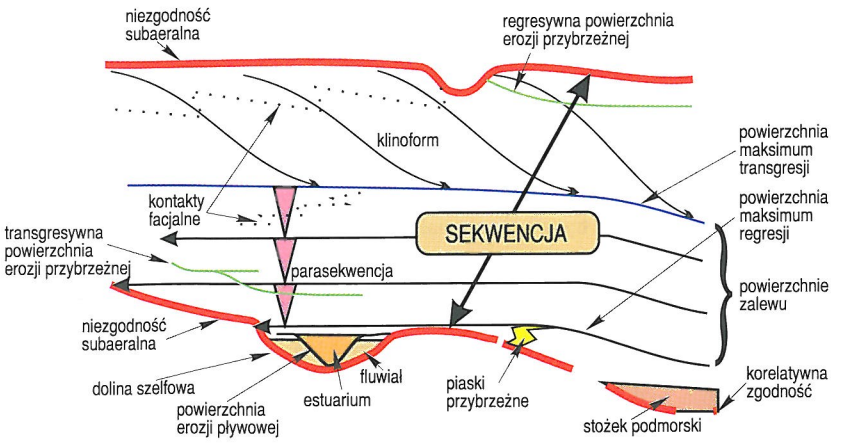
Prześledzenie zgodności korelatywnej z niezgodnością subaeralną w utworach skłonu i równi basenowej bywa problematyczne. Może ona odpowiadać (Helland-Hansen & Gjelberg, 1994; ryc. 10): powierzchni spągowej ciągu systemowego wymuszonej regresji — czyli początkowi spadku WPM lub spągowi ciągu niskiego stanu WPM — czyli najniższej pozycji WPM. Bywa i tak, iż obie te zgodności są trudne do identyfikacji, ponieważ przejścia pomiędzy wymienionymi ciągami systemowymi w utworach hemipelagicznych i pelagicznych mogą być bardzo stopniowe (Hunt & Tucker, 1992). Jednak trzeba podkreślić, iż z teoretycznego i praktycznego punktu widzenia lepszy wybór stanowi powierzchnia zgodności odpowiadająca najniższemu stanowi WPM, jako że jest ona w fizycznej kontynuacji z niezgodnością subaeralną (Helland-Hansen & Gjelberg, 1994).

W obrębie eustuariowego wypełnienia doliny szelfowej może rozwinąć się **powierzchnia erozji pływowej** (*tidal ravinement surface* — Allen & Posamentier, 1993) związana migracją najgłębszego przesmyku pływowego w górę osi doliny. Powierzchnia ta może mieć znaczny relief — rzędu 30 m i więcej i bywa przykryta muszlowcami oraz gruboziarnistymi piaskowcami o odlądowym kierunku paleotransportu (Porębski, 1995), w związku z czym może być łatwo pomylona z niezgodnością subaeralną. Głęboka erozja związana z przesmykiem pływowym może prowadzić do całkowitego usunięcia podścielających osadów fluwialnych i modyfikacji pierwotnie subaeralnej powierzchni niezgodności. Powierzchnia erozji pływowej jest wybitnie diachroniczna, a ponieważ jest ograniczona wyłącznie do strefy wciętych dolin nie ma znaczenia dla regionalnej korelacji.

Kolejna, wyżejległa nieciągłość o charakterze regionalnym jest reprezentowana przez **powierzchnię maksimum regresji.** Jest to powierzchnia zalewu morskiego znacząca strop progradacyjnego zestawu parasekwencji, zawierający w najwyższej swej cześci osady przybrzeżne wyznaczające najdalszą, odlądową pozycję linii brzegowej. Powierzchnia ta reprezentuje spąg ciągu transgresywnego i tym samym zaznacza się jako niezgodność wstępująca. Ponieważ ciąg ten jest związany ze zwiększaniem tempa wzrostu WPM, strefa erozji przyboju migruje w kierunku lądu dając w efekcie kolejną, wyższą nieciągłośc zwaną **transgresywną powierzchnią erozji przybrzeżnej** (*wave ravinement surface* — Swift, 1968). Powierzchnia ta ma mały relief i chociaż jest diachroniczna, może być przydatna dla korelacji (Demarest & Kraft, 1987).

Powierzchnia maksimum transgresji jest kolejną, wyższą nieciągłościa w sekwencji. Jak już wcześniej wspomniano, ma ona charakter niezgodności zstępującej i jest położona w obrębie silnie skondensowanego interwału, zwykle wzbogaconego w biogeniczny węglan, fosforanowe elementy szkieletowe i materię radioaktywną. Te cechy powierzchni maksimum transgresji powodują, iż ma ona bardzo wysoki potencjał korelacyjny. Jej zachowanie w utworach szelfowych zależy od głębokości erozji przybrzeża i stopy sedymentacji w ciągu transgresywnym. W skrajnych przypadkach może być ona zastąpiona w swej odlądowej części przez transgresywną powierzchnię erozji przybrzeżnej.

Kolejną, wyższą nieciągłość reprezentuje **regresywna powierzchnia erozji przybrzeżnej**, rozwijająca się w spągu regresywnych piasków plażowych. Ma ona diachroniczny charakter i występuje w obrębie ciągu systemowego wysokiego WMP, a następnie kontynuuje się w obrębie ciągu wymuszonej regresji.



Ryc. 11. Następstwo powierzchni nieciągłości w sekwencji depozycyjnej

Skale czasowe jednostek depozycyjnych

Jednostki sedymentacyjne mogą być epizodyczne lub periodyczne. Te pierwsze są zapisem sedymentacji wydarzeniowej (nie periodycznej) na ogół o lokalnym albo regionalnym zasięgu; te drugie reprezentują efekty depozycji w warunkach cyklicznych zmian parameterów kontrolujących sedymentację. Procesy epizodyczne i cykliczne ze

względu na długość trwania lub okres, w którym proces nie ulega zasadniczym zmianom, dzielą się na sześć rzędów (Vail i in., 1991; tab. 1).

Tab. 1. Skala czasowa epizodów i cykli sedymentacyjnych (wg Vaila i in., 1991)

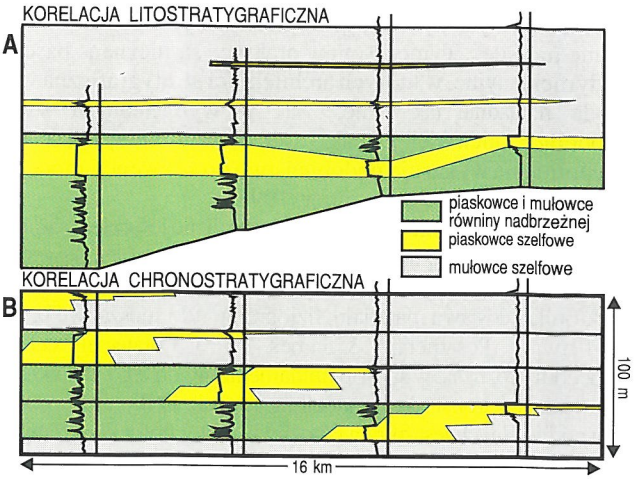
Rząd	Okres (ma)
1	>50
2	3–50
3	0,5–3
4	0,08–0,5
5	0,03–0,08
6	0,01–0,03

Jednostki epizodyczne 6 rzędu są reprezentowane przez ławice wydarzeniowe (turbidyty, sejsmity, tempestyty, inundyty, tufy, itd.), zestawy ławic, izolowane parasekwencje (np. efekt progradacji lobu deltowego w wyniku kompakcyjnej subsydencji), sukcesje facjalne i pojedyncze systemy depozycyjne. Periodyczne jednostki 3–6-rzędu są reprezentowane przez parasekwencje, zestawy parasekwencji, ciągi systemowe i sekwencje depozycyjne. Parasekwencje i sekwencje 4–6 rzędu mieszczą się w paśmie orbitalnych cykli Milankoviča i są na ogół interpretowane jako efekt małych zmian eustatycznych indukowanych klimatycznie. Sekwencje 3 rzędu mogą być efektem zmian eustatycznych w wyniku zmian w objętości wód oceanu, jak i regionalnych, cyklicznych oscylacji śródpłytowego stresu tektonicznego (Cloetingh i in., 1988). Jednostki 2 rzędu są zbudowane z zestawów sekwencji 3 rzędu, a ich geneza może być wywołana zarówno zmianami tempa subsydencji w basenie (zmiany nie periodyczne), jak i eustatyką w wyniku zmian w objętości oceanu światowego (Vail i in., 1991). Stratygraficznym zapisem epizodycznego procesu 1 rzędu jest wypełnienie całego basenu sedymentacyjnego, którego inicjacja jest związana z wydarzeniem tektonicznym takim jak: ekstensja skorupy, termiczne oziębianie litosfery, obciążenie fleksuralne lub transtensyjno-transpresyjne deformacje wzdłuż strefy przesuwczej.

Korelacja w analizie sekwencji

Koncepcja korelacji w analizie sekwencji różni się wyraźnie od konwencjonalnej korelacji litologicznej, a konsekwencje tych różnic znacznie przekraczają ramy zwykłego ćwiczenia intelektualnego. Można to zilustrować na doskonałym przekładzie zaczerpniętym z Van Wagonera i innych (1990). W korelacji litologicznej na ryc. 12, za poziom odniesienia przyjęto strop porowatego piaskowca identyfikowalnego we wszystkich otworach. Wynikiem takiej korelacji jest tabularny litosom płytkomorskiego piaskowca o wielkiej rozciągłości. Jeśli eksploatacja wykaże obecność więcej niż jednego kontaktu ropa–woda, to przy przyjętym modelu korelacyjnym jedynym wyjściem jest przyjęcie uskoków przemieszczających rezerwuar i horyzont uszczelniający. Tymczasem przyjmując strop retrogradacyjnego zestawu parasekwencji za główny horyzont korelacyjny oraz identyfikując spągi indywidulnych parasekwencji jako chronohoryzonty wyznaczone przez powierzchnie zalewu, otrzymujemy w wyniku schemat chronostratygraficznym, w którym zamiast jednego litosomu piaskowca jest ich cztery. Każdy z nich wyklinowuje się raczej gwałtownie w kierunku lądu, w obrębie bardziej heterolitowych osadów równi nadbrzeżnej, a stronę morza wykazuje lateralną zmienność facji jakiej można oczekiwać w utworach szelfowych.

To konkretne rozwiązanie integruje w sobie informację litofacjalną i opartą na niej interpretację środowisk depozycyjnych, dobrze sprawdzony model transgresywnego cofania przybrzeża, oraz opiera się na koncepcji identyfikacji jednostek chronostratygraficznych w oparciu o nieciągłości.



Ryc. 12. Przykład korelacji lito- (A) i chronostratygraficznej (B) w zastosowaniu do tych samych profilów geofizyki wiertniczej (Van Wagoner i in., 1990)

Otrzymana korelacja jest bardziej zgodna z tym co wiadomo o transgresywnych szelfach, a ponadto dostarcza konkretnych, logicznie uzasadnionych przesłanek co do lokowania dalszych otworów eksploatacyjnych.

Cele stratygrafii sekwencji

Analiza sekwencji służy do:

— odtwarzania przewidywalnych sukcesji litologicznych na podstawie koncepcji dopasowywanie się architektury stratygraficznej wypełnienia basenu do zmian w pozycji względnego poziomu morza (funkcja eustazji i regionalnej tektoniki),

— konstrukcji modeli wiekowych opartych na założeniu, że powtarzalność sekwencji depozycyjnych w zapisie osadów kopalnych jest głównie efektem zmian poziomu morza w skali globalnej (Vail i in., 1977).

Określenie zasięgu ram stosowalności modelu globalnej eustazji (np. krzywa eustatyczna Haqa i in., 1987) do interpretacji stratygraficznych jest kontrowersyjne i wciąż czeka na rygorystyczne przetestowanie (np. Miall, 1995). W szczególności eustatyczna geneza sekwencji 3-rzędu (1–3 ma), a tym samym ich globalny zasięg są kwestionowane w świetle dowodów, iż procesy tektoniczne w skali lokalnej mogą wykazywać częstotliwość tego rzędu (Cloething, 1986). Jednak dziś nie ulega wątpliwości, że te dwa zastosowania stratygrafii sekwencji są niezależne od siebie (Carter i in., 1991). Stąd wypływa wniosek, iż uzasadniony krytycyzm w stosunku do eustazji jako głównego mechanizmu allogenicznego kontrolującego cykliczność sedymentacji nie może być użyty do podważania *en bloc* całej metodologii analizy sekwencji. Dotyczy to w szczególności jej pierwszorzędnej i sprawdzonej roli jako niezastąpionego narzędzia w celu dokonywania logicznie umotywowanych predykcji litofacjalnych. Bowiem to zastosowanie koncepcji stratygrafii sekwencji nie zależy ani od przyczyny cyklicznych zmian poziomu morza, ani od stopnia „korelowalności" wyróżnionych sekwencji z globalnymi cyklami eustatycznymi, ani też od wiarygodności samych krzywych eustatycznych. O przydatności tego narzędzia, zadecydowały w pierwszym rzędzie, jego udane aplikacje w pracach poszukiwawczych przemysłu naftowego, czego dowodnym wyrazem jest fakt, iż w latach 80. analiza sekwencji stała się standardem przemysłowym.

Nader często zasady stratygrafii sekwencji bywają stosowane w sposób zbyt sztywny, a klasyczne już dziś exxonowskie diagramy blokowe (np. Vail, 1987, fig. 1; Posamentier & Vail, 1988, fig. 1–6)) są traktowane jako szablon, do którego rozwiąza-

nie konkretnych sytuacji geologicznych jest dopasowowywane na „siłę". Tymczasem w praktyce są nieznane baseny sedymentacyjne, w których architektura stratygraficzna wygląda dokładnie tak samo, jak w wymienionych wyżej modelach; niemniej jednak zawsze conajmniej część ich wypełnienia wykazuje podobieństwo do sekwencji modelowych (Weimer & Posamentier, 1993).

Należy podkreślić, iż analiza sekwencji nie jest celem samym w sobie; jest raczej specyficznym narzędziem porządkowania danych geologicznych, w którym lokalne warunki brzegowe (tektonika, dostawa materiału, fizjografia, itd.) muszą być brane pod uwagę (Posamentier & James, 1993). Ostateczny cel tej procedury różni się w sposób fundamentalny od tego, do jakiego prowadzi np. konstrukcja modeli facjalnych. O ile celem modelowań facjalnych jest filtracja możliwie dużej ilości konkretnych przykładów z lokalnych „szumów", aby wychwycić ogólne prawidła zapisu stratygraficznego określonego środowiska sedymentacji (Walker, 1992), o tyle celem aplikacji stratygrafii sekwencji jest określenie dynamiki rozwoju stratygraficznego badanej sukcesji osadowej w całym jej lokalnym zróżnicowaniu. Na drodze tej, diagramy exxonowskie i inne modele stratygrafii sekwencji służą dla celów porównawczych m.in., po to aby w określić rolę i zakres czynników lokalnych, które warunkowały wykształcenie badanej sukcesji.

Dziękuję Tadeuszowi Perytowi za inspirację i Elżbiecie Porębskiej za krytyczne przejrzenie tekstu.

Literatura

ALLEN P.A. & ALLEN J.R. 1990 — Basin Analysis: Principles and Application. Blackwell Sc. Publ.
ALLEN G.P. & POSAMENTIER H.W. 1993 — J. Sediment. Petrol., 63: 378–391.
BROWN L.F. JR. & FISHER W.L. 1977 — AAPG Mem., 26: 213–248.
CARTER R.M., ABBOTT S.T., FULTHORPE C.S., HAYWICK D.W. & HENDERSON R.A. 1991 — Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ., 12: 41–65.
CLIFTON H.E. (ed.) 1988 — Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 229: 1–157.
CLOETHING S. 1986 — Geology, 14: 617–620.
CLOETINGH S., TANKARD A.J., WELSINK H.J. & JENKINS W.A.M. 1988 — AAPG Mem., 46: 283–293.
DALRYMPLE R.W., BOYD R. & ZAITLIN B.A. (eds) 1994 — Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., 51: 1–392.
DEMAREST J.M. & KRAFT, J.C. 1987 — Ibidem, 41: 223–239.
DICKINSON W.R. 1974 — Ibidem, 22: 1–27.
FISHER W.L. & & MCGOWEN J.H. 1967 — Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., 17: 105–125.
GALLOWAY W.E. 1987 — Norsk Geol. Tidssk., 67: 237–251.
GALLOWAY W.E. 1989 — AAPG Bull., 73: 125–142.
HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. 1987 — Science, 235: 1156–1167.
HELLAND-HANSEN W. & GJELBERG J.G. 1994 — Sediment. Geol., 92: 31–52.
HUNT D. & TUCKER M.E. 1992 — Ibidem, 81: 1–9.
JERVEY M.T. 1988 — Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., 42: 47–69.
JOHNSON J.G., KLAPPER G. & SANDBERG C.A. 1985 — Geol. Soc. Am. Bull., 96: 567–587.
KRZYWIEC P. 1993 — Prz. Geol., 41: 681–687.
LOUTIT T.S., HARDENBOL J., VAIL P.R. & BAUM G.R. 1988 — Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 42: 183–213.
MCKENZIE D.P. 1978 — Earth Planet. Sc. Lett., 40: 25–32.
MIALL A.D. 1990 — Principles of Sedimentary Basin Analysis (2nd ed.). Springer, New York.
MIALL A.D. 1995 — Sediment. Geol., 100: 5–20.
MITCHUM R.M. Jr. 1977 — AAPG Mem., 26: 205–212.
MITCHUM R.M., VAIL P.R. & THOMPSON S. III 1977 — Ibidem, 26: 53–62.
MITCHUM R.M., SANGREE J.B., VAIL, P.R. & WORNARDT W. 1993 — Ibidem, 58: 163–197.
MUTTI E. 1985 — [In:] G.G. Zuffa (ed.), Provenance of Arenites. NATO ASI Ser., Reidel, 65–93.
NACSN, 1983 — AAPG Bull., 67: 841–875.
PLINT A.G. 1988 — Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 42: 357–370.
PLINT A.G., WALKER R.G. & BERGMAN K.M. 1987 — Can. Petrol. Geol. Bull., 34: 213–225.
PORĘBSKI S.J. 1995 — Studia Geol. Pol., 107: 7–97.
POSAMENTIER H.W., ALLEN G.P., JAMES D.P. & TESSON M. 1992 — AAPG Bull., 76: 1687–1709.
POSAMENTIER H.W., ERSKINE R.D. & MITCHUM R.M. Jr. 1991 — [In:] P. Weimer & M.H. Link (eds), Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems. Springer, Heidelberg: 127–136.
POSAMENTIER H.W. & JAMES D.P. 1993 — Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ. 18: 3–18.
POSAMENTIER H.W., JERVEY M.T. & VAIL. P.R. 1988 — Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., 42: 110–124.
POSAMENTIER H.W. & VAIL P.R. 1988 — Ibidem, 42: 125–154.
READING H.G. (ed.) 1978 — Sedimentary Environments and Facies. Blackwell, Oxford.
SANGREE J.B. & VAIL P.R. 1989 — Applications of sequence stratigraphy. STGS Seminar, 74th Ann. Conv. AAPG, San Antonio, Texas.
SLOSS L.L. 1963 — Geol. Soc. Am. Bull., 74: 93–114.
SLOSS L.L., KRUMBEIN W.C. & DAPPLES E.C. 1949 — Geol. Soc. Am. Mem., 39: 91–124.
SWIFT D.J.P. 1968 — J. Geol., 76: 444–456.
VAIL P.R. 1987 — AAPG, Studies in Geology, 27: 1–10.
VAIL P.R., AUDEMARD F., BOWMAN S.A., EISNER P.N. & PEREZ-CRUZ C. 1991 — [In:] G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher (eds), Cycles and Events in Stratigraphy. Springer, Heidelberg: 617–659.
VAIL P.R., HARDENBOL J. & TODD R.G. 1984 — AAPG Mem., 36: 129–144.
VAIL P.R., MITCHUM R.M. JR., TODD R.G. et al. 1977 — Ibidem, 26: 49–212.
VAIL P.R. & TODD R.G. 1981 — [In:] L.V. Illing & G.D. Hobson (eds), Petroleum Geology of the Continental Shelf of North West Europe. Heyden, London, 216–235.
VAN WAGONER J.C. 1985 — Soc. Econ. Paleont. Mineral. Abs. Golden, Colorado, 91–92.
VAN WAGONER J.C., MITCHUM R.M., CAMPION K.M. & RAHMANI V.D. 1990 — AAPG, Methods in Exploration Ser., 7: 1–55.
VAN WAGONER J.C., MITCHUM R.M., POSAMENTIER H.W. & VAIL P.R. 1987 — AAPG, Studies in Geology, 27: 11–14.
VAN WAGONER J.C., POSAMENTIER H.W., MITCHUM R.M., VAIL P.R., SARG J.F., LOUTIT T.S. & HARDENBOL J. 1988 — Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 42: 109–124.
WALKER R.G. 1992 — [In:] R.G. Walker & N.P. James (eds), Facies Models Response to Sea Level Changes. Geol. Assoc. of Canada: 1–14.
WALKER R.G. & BERGMAN K.M. 1993 — J. Sedim. Petrol., 63: 839–851.
WEIMER P. & POSAMENTIER H.W. 1993 — AAPG Mem., 58: 3–12.
WHEELER H.E. 1958 — AAPG Bull., 42: 1047–1063.
WHEELER H.E. 1959 —Ibidem, 43: 1975–1977.