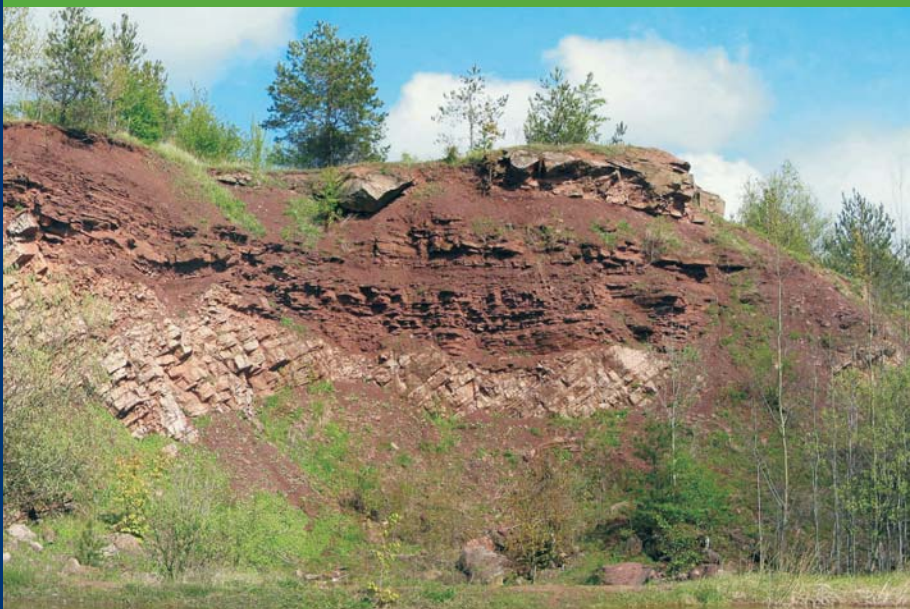


POLSKIE ZASADY STRATYGRAFII

POLSKA AKADEMIA NAUK
Komitet Nauk Geologicznych



Pod redakcją
Grzegorza RACKIEGO
i Marka **NARKIEWICZA**



PAŃSTWOWY
INSTYTUT GEOLOGICZNY
Warszawa 2006

POLSKIE ZASADY STRATYGRAFII

POLSKA AKADEMIA NAUK
Komitet Nauk Geologicznych

Pod redakcją
Grzegorza RACKIEGO
i Marka NARKIEWICZA

Państwowy Instytut Geologiczny
Warszawa 2006

Redakcja i projekt typograficzny: Elżbieta SARNECKA, Janina MAŁECKA
Projekt okładki: Dorota PALAK

Zdjęcia na okładce: (1) niezgodność waryscyjska między dewonem środkowym a triasem dolnym (pstrym piaskowcem), kamieniołom Zachełmie k. Zagnańska, Góry Świętokrzyskie; fot. Maria KULETA; (2) globalny punkt stratotypowy (GSSP) u podstawy systemu ediakar, Enorama Creek, Góry Flindersa, Australia; fot. Małgorzata MOCZYDŁOWSKA-VIDAL.

Akceptował do druku dnia 22.11.2006
p.o. Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego
prof. dr hab. Tadeusz M. PERYT

ISBN 83-7372-914-3

© Copyright by Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 2006

Zlec. nr 8/DS/2006/J. Druk Remigraf Sp. z o o.

SPIS TREŚCI

Przedmowa	5
Wstęp – <i>Grzegorz Racki, Marek Narkiewicz</i>	7
1. Pojęcia podstawowe – <i>Tomasz Wrzosek, Grzegorz Racki</i>	9
1.1. Stratygrafia	9
1.2. Pierwotne ułożenie ciał skalnych	10
1.3. Klasyfikacja stratygraficzna.	10
1.4. Formalne i nieformalne jednostki stratygraficzne	13
1.5. Jednostki lokalne, regionalne i globalne.	13
1.6. Korelacja stratygraficzna	14
1.7. Stratotyp.	15
1.8. Granice jednostek stratygraficznych	16
1.9. Terminologia stratygraficzna	17
1.10. Nomenklatura stratygraficzna	17
1.11. Ustanawianie nowych jednostek stratygraficznych	17
1.12. Rewizja jednostek stratygraficznych.	18
2. Litostratygrafia – <i>Marek Narkiewicz</i>	21
2.1. Cel i przedmiot litostratygrafii	21
2.2. Definicje i ustalenia ogólne	21
2.3. Ustanawianie i rewizja jednostek formalnych.	27
2.4. Dotychczasowe jednostki formalne	30
2.5. Przykładowe definicje formalnych jednostek litostratygraficznych.	30
3. Biostratygrafia – <i>Tomasz Wrzosek</i>	33
3.1. Cel i przedmiot biostratygrafii.	33
3.2. Definicje i ustalenia ogólne	33
3.3. Odmiany poziomów.	36
3.4. Ustanawianie nowych i rewizja starych poziomów	38
3.5. Biostratygrafia a lito- i chronostratygrafia.	39

4. Magnetostratygrafia – <i>Jacek Grabowski, Jerzy Nawrocki</i>	40
4.1. Magnetostratygrafia jako narzędzie korelacji	40
4.2. Zmiany natężenia pola geomagnetycznego oraz podatności magnetycznej	40
4.3. Nazewnictwo	41
5. Chronostratygrafia – <i>Grzegorz Racki</i>	45
5.1. Pojęcie chronostratygrafii	45
5.2. Klasyfikacja chronostratygraficzna	46
5.3. Jednostki chronostratygraficzne	46
5.4. Horyzont chronostratygraficzny	47
5.5. Układ formalnych jednostek chronostratygraficznych	47
5.6. Piętro (i wiek)	48
5.7. Zasady i procedury	49
5.8. Chronozona	49
5.9. Przykładowe definicje jednostek standardowej skali chronostratygraficznej	50
6. Inne metody stratygrafii – <i>Paweł Karnkowski, Marek Narkiewicz, Stanisław Skompski</i>	54
6.1. Jednostki stratygraficzne ograniczone niezgodnościami	55
6.2. Stratygrafia sejsmiczna	56
6.3. Stratygrafia sekwencji	58
6.4. Tektonostratygrafia	61
6.5. Cyklostratygrafia	62
6.6. Stratygrafia zdarzeń	64
6.7. Chemostratygrafia	65
6.8. Holostratygrafia	68
Literatura	69
Dodatek. Podział chronostratygraficzny	75

Afiliacja autorów:

Jacek GRABOWSKI, Marek NARKIEWICZ, Jerzy NAWROCKI – Państwowy Instytut Geologiczny,
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

Paweł KARNKOWSKI, Stanisław SKOMPSKI – Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, al. Żwirki
i Wigury 93, 02-089 Warszawa

Grzegorz RACKI – Polska Akademia Nauk, Instytut Paleobiologii, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa;
Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

Tomasz WRZOŁEK – Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

PRZEDMOWA

W roku 1972 Komitet Nauk Geologicznych PAN powołał kilkusobowy Zespół do Spraw Polskiej Terminologii Stratygraficznej. Zadaniem Zespołu było wtedy przygotowanie pierwszego polskiego projektu nomenklatury i klasyfikacji stratygraficznej, które w Polsce nie podlegały przedtem żadnym metodologicznie uporządkowanym i ujednoliconym regułom postępowania stosowanym w innych krajach przy badaniu następstwa i wiekowych zależności ciał skalnych. Wynikiem pracy Zespołu było opublikowanie w roku 1975 przez ówczesne Wydawnictwa Geologiczne „Zasad polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej” w serii wydawniczej Państwowego Instytutu Geologicznego „Instrukcje i Metody Badań Geologicznych” (zeszyt 33). Zalecenia zawarte w tym dokumencie zaczęły być odtąd stosowane, z reguły z dobrym skutkiem, przez wielu polskich geologów.

W ciągu 30 lat pojawiły się w światowej geologii nowe sposoby klasyfikacji stratygraficznych, a stare zostały udoskonalone. Stworzyło to konieczność unowocześnienia „Zasad ...” z roku 1975. Komitet Nauk Geologicznych PAN postanowił zatem przedyskutować i przygotować nową ich wersję. Trud jej ostatecznego zredagowania podjęli członkowie Komisji Stratygrafii KNG, którzy stali się przez to głównymi autorami oddawanych obecnie do rąk społeczności geologicznej „Polskich zasad stratygrafii”, wydanych dzięki finansowemu wsparciu i życzliwości Dyrekcji Państwowego Instytutu Geologicznego.

„Polskie zasady stratygrafii” są dokumentem autoryzowanym i rekomendowanym przez Komitet Nauk Geologicznych PAN jako uporządkowany zbiór zasad, którymi geolodzy powinni posługiwać się przy wykonywaniu wszelkich prac — czy to badawczych, czy to aplikacyjnych — choćby tylko w części związanych z klasyfikacją i określaniem wzajemnego ułożenia ciał skalnych, a więc ze stratygrafią. Dla ułatwienia w tekście podane są konkretne przykłady poprawnego stosowania rekomendowanych zasad.

„Polskie zasady stratygrafii” są unowocześnionym zbiorem norm, który z pewnością będzie wymagał jednak dalszych udoskonaleń. Jest więc to dokument otwarty,

a wszystkich geologów stosujących w swej pracy zasady stratygrafii zachęcamy do nadsyłania do Komitetu Nauk Geologicznych PAN uwag i propozycji mogących publikowany obecnie tekst ulepszyć z pożytkiem dla całej społeczności geologicznej.

Komitet Nauk Geologicznych PAN apeluje do wszystkich redakcji polskich czasopism z dziedziny nauk o Ziemi, zwłaszcza do redakcyjnych recenzentów, o dołożenie w trakcie prac edytorskich starań o przestrzeganie „Polskich zasad stratygrafii” przez autorów artykułów naukowych przyjmowanych i aprobowanych do druku.

Prof. dr hab. Andrzej Żelaźniewicz
Przewodniczący Komitetu Nauk Geologicznych PAN

WSTĘP

Z inicjatywy Komitetu Nauk Geologicznych PAN przygotowano nową wersję polskiego kodeksu stratygraficznego. W trakcie prac w szczególności uwzględniono:

1. Dotychczasowe, trzydziestoletnie doświadczenia nad wprowadzaniem w życie skodyfikowanych zasad stratygrafii w Polsce, zainicjowane wydaniem w 1975 roku *Zasad polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej*. Ta „zielona książeczka” zbiorowego autorstwa (Alexandrowicz i inni) dobrze przysłużyła się polskiej geologii, o czym najlepiej świadczą liczne opracowania geologiczne, wykonane na podstawie sugestii i reguł polskich *Zasad*

2. Krytyczny przegląd nowszych koncepcji (np. allostratygrafii, stratygrafii sekwencji), przede wszystkim w świetle II wydania „*International Stratigraphic Guide*” z 1994 r. (pod redakcją Salvadora). Liczne kodeksy czy przewodniki stratygraficzne, które ukazały się w światowej literaturze geologicznej, zaproponowały nowe, niekiedy wzajemnie wykluczające się rozwiązania, i dobrze się stało, że również polscy geolodzy wypowiedzieli się w tych kwestiach.

Dyskusji nad tymi problemami poświęcona była sesja robocza, która odbyła się w Warszawie jesienią 2001 r., z inicjatywy dr. hab. Pawła Karnkowskiego. W jej wyniku zarysowały się następujące wnioski:

— nie ma generalnie potrzeby korygowania formalnych zasad biostratygrafii i chronostratygrafii na użytek polskich geologów, ponieważ (1) przy proponowaniu nowych schematów biozonacji powinno dążyć się do nadania im uniwersalnego charakteru, a (2) podstawowe kwestie biochronologii, chronostratygrafii i stratotypów rozstrzygane są na forum podkomisji i grup roboczych w ramach Międzynarodowej Komisji Stratygrafii (*International Commission on Stratigraphy*; <http://www.stratigraphy.org>);

— nowa wersja polskich zasad terminologii i nomenklatury stratygraficznej powinna skupić się zatem na problematyce litostratygrafii;

— należy uwzględnić nowsze dyscypliny współczesnej stratygrafii, w szczególności stratygrafię sekwencji i allostratygrafię.

Z końcem 2003 roku Komitet Nauk Geologicznych powołał komisję do opracowania polskiego kodeksu stratygraficznego w składzie: prof. dr hab. Grzegorz Racki (przewodniczący), prof. dr hab. Marek Narkiewicz, dr hab. Paweł Karnkowski i dr Tomasz Wrzołek, która została uzupełniona o dr. hab. Stanisława Skompskiego, dr. Jacka Grabowskiego i dr. hab. Jerzego Nawrockiego. Punkt wyjścia do szczegółowego opracowania stanowił polski dokument z 1975 roku, ale skorzystano też z innych kodeksów narodowych (np. czeskiego — Chlupač, Storch, 1997; brytyjskiego — Rawson i in., 2002).

Ostatecznie, z przewodnika międzynarodowego (Salvador, red., 1994) przejęto nową kategorię jednostek — magnetostratygrafię. Zasadniczą część opracowania stanowią zrewidowane zasady kodeksu litostratygrafii; w stosunku do pierwotnej wersji dokonano jednak tylko zmian uznanych za niezbędne, zwłaszcza w podrozdziale dotyczącym ustanawiania i rewizji jednostek formalnych, zostawiając fragmenty nie wymagające skorygowania — zgodnie z wnioskami wynikającymi z artykułu Narkiewicza (2003). Pozostałe podstawowe kategorie przedstawiono w sposób bardziej zwięzły, z licznymi odwołaniami do literatury, a ostatni rozdział zawiera krótki przegląd innych, ważniejszych metod stratygrafii. Nie wnukano też w specyficzne problemy stratygrafii najmłodszego neogenu (czwartorzędu), gdyż będzie to przedmiotem odrębnego specjalistycznego opracowania przygotowywanego przez Komitet Badań Czwartorzędu PAN (por. Mojski, red., 1988). Całość „Polskich zasad stratygrafii” stanowi rodzaj rozszerzonego przewodnika do stratygrafii „stosowanej”, bez aspiracji podręcznikowych. Należy na koniec podkreślić, że w odróżnieniu od *Zasad...* (Aleksandrowicz i in., 1975), traktujemy to opracowanie jedynie jako zbiór zaleceń metodycznych i proceduralnych oraz komentarzy, a nie w ścisłym znaczeniu kodeks stratygraficzny.

1. POJĘCIA PODSTAWOWE

1.1. STRATYGRAFIA

Stratygrafia jest działem geologii zajmującym się określaniem wzajemnego ułożenia skał w kolejności ich powstawania, czyli ustalaniem ich **wieku względnego**. Celem stratygrafii jest porządkowanie serii skalnych na podstawie ich pierwotnego rozprzestrzenienia, prowadzące do periodyzacji dziejów Ziemi, czy też skalnych obiektów pozaziemskich.

Termin stratygrafia wywodzi się od łacińskich słów *stratum* (warstwa) oraz *grapho* (opisuje). W tradycyjnym ujęciu geologicznym oznacza to metodę badań warstw skalnych o swoistych cechach lub właściwościach, najczęściej oddzielonych w przybliżeniu płaskimi i równoległymi powierzchniami oddzielności. Zachowując wyjściową konotację, stratygrafia nie ogranicza się dziś tylko do chronologicznego systematyzowania warstwowanych sukcesji osadowych, lecz dotyczy także niewarstwowanych ciał skalnych, bez względu na ich genezę. Ogólnym prawidłem stratygrafii podlegają więc wszystkie typy skał — osadowe, magmowe i metamorficzne.

W większości ciał skalnych obecne są, w mniejszym czy większym stopniu, składniki starsze, równowiekowe i młodsze niż zasadniczy proces, który dane skały utworzył. Brak rozróżnienia tej różnowiekowości może prowadzić do błędów czy niejasności w określaniu pozycji stratygraficznej utworów geologicznych, na przykład przy użyciu do celów biostratygrafii skamieniałości redeponowanych, albo wtórnie wprowadzonych do danej skały przez żyły klastyczne czy neptuniczne. W szczególności, w przypadku stratygrafii serii skalnych będących wynikiem metamorfizmu regionalnego, o wyjątkowo wyraźnie czytelnej wieloetapowości powstawania, precyzyjne określenie wieku może być niemożliwe dla skały jako całości.

Określanie tak zwanego **bezwzględnego wieku** skał w latach (**geochronometria**) metodami datowań izotopowych (radiometrycznych) polega na pomiarze właściwości skał zależnych od czasu oraz wyliczeniu wieku ze wzoru opisującego zmianę danej właściwości w funkcji czasu. Ustalenia geochronometrii są komplementarne i niezależne od ustaleń stratygrafii, a więc możliwa jest niekiedy weryfikacja wieku izotopowego (ang. *isotopic age, numerical age*) przez stratygrafię lub odwrotnie.

1.2. PIERWOTNE UŁOŻENIE CIAŁ SKALNYCH

Pierwotne ułożenie różnych ciał skalnych to takie, które istniało w chwili powstawania młodszego z nich:

- dla skał osadowych i wulkanicznych młodsze skały przykrywają strop skał starszych (osadowych lub jakichkolwiek innych), leżących w ich spągu (zasada superpozycji Steno);
- skały intruzywne są zawsze młodsze od skał osłony, w które intrudują;
- skały metamorficzne są zawsze starsze od niezmetamorfizowanych skał osadowych, ścinających je w powierzchni erozyjnej, a także starsze od intrudujących w nie skał magmowych.

Ułożenie pierwotne może zostać zatarte, niekiedy bezpowrotnie, zazwyczaj wskutek rozzerwania ciągłości przestrzennej skał przez różnego rodzaju uskoki i nasunięcia, szczególnie częste i o znacznej amplitudzie w skałach intensywnie sfałdowanych.

1.3. KLASYFIKACJA STRATYGRAFICZNA

Klasyfikacja stratygraficzna polega na ustalaniu normalnego następstwa warstw i wszelkich innych ciał skalnych w skorupie ziemskiej oraz grupowaniu ich w jednostki podziału na podstawie różnorodnych ich cech, w tym składników. Istnieje wiele różnych kategorii klasyfikacji stratygraficznej, gdyż jest wiele cech, które można przyjąć za podstawę takiej kategoryzacji.

1.3.1. Jednostka stratygraficzna to ciało skalne lub zespół ciał skalnych powiązanych stosunkiem następstwa czasoprzestrzennego, a więc utwory geologiczne ujęte w jednostkę w obrębie klasyfikacji przyjętej dla naturalnego następstwa serii skalnych w skorupie ziemskiej na podstawie jakiegokolwiek z wielu cech lub składników skał. Jednostki stratygraficzne obejmują konkretne jednostki materialne złożone z ciał skalnych, toteż odcinki czasu geologicznego, umownie zdefiniowane dla potrzeb korelacji wiekowej (jednostki geochronologiczne; tab. 1), nie są same w sobie jednostkami stratygraficznymi. Jednostki stratygraficzne jednej kategorii nie muszą pokrywać się z jednostkami innych kategorii.

1.3.1.1. Definiowanie jednostki stratygraficznej to procedura określania jej cech diagnostycznych, a więc wyznaczenia jej granic; należy tworzyć krótkie i jasne definicje jednostek stratygraficznych.

1.3.1.2. Charakterystyka jednostki stratygraficznej to opis jej zawartości, zwłaszcza jej cech umożliwiających rozpoznanie danej jednostki w profilach, gdzie nie są widoczne jej granice.

Tabela 1

Zestawienie kategorii i jednostek — terminów klasyfikacji stratygraficznej
(Salvador, red., 1994, zmienione)

Kategorie stratygraficzne	Podstawowe jednostki stratygraficzne*	
Litostratygraficzne	grupa formacja ogniwo warstwa	
Biostratygraficzne	poziom (biozona) poziom zasięgu poziom ścieśniony poziom zespołowy poziom filogenetyczny inne rodzaje biozon	
Magnetostratygraficzne	magnetozona	
Inne (nieformalne) kategorie stratygraficzne (chemostratygraficzne, sejsmiczne, paleoklimatyczne, allostratygraficzne itd.)	brak reguły m.in. poziom (zona) z odpowiednim przedrostkiem	Ekwiwalentne jednostki geochronologiczne
Chronostratygraficzne	eototem eratem system oddział piętro podpiętro chronozona	eon era okres epoka wiek podwiek doba (chron)

* Jeśli jednostki dodatkowej rangi są niezbędne, przedrostki pod (sub) i nad (super) mogą być użyte wraz z odpowiednią nazwą jednostki.

1.3.2. Ciało skalne oznacza trójwymiarowy obiekt skalny, o określonych cechach lub właściwościach petrograficznych, bądź to fizykochemicznych, bądź paleontologicznych, odróżniających dane ciało skalne od sąsiadujących.

Właściwości te, to między innymi: powierzchnie oddzielności sedymentacyjnej (na ogół w przybliżeniu płaskie, spągowe i stropowe, powierzchnie „warstw”), mniej lub bardziej ostre granice zmian litologii, składu chemicznego, zespołu zawartych w skałach skamieniałości, właściwości fizycznych itp. Stratygrafia zajmuje się wszelkimi ciałami skalnymi niezależnie od ich geometrii i genezy.

1.3.3. Kategorie klasyfikacji stratygraficznej. Podstawą klasyfikacji stratygraficznej może być jakakolwiek cecha skały, jednak podstawowe znaczenie dla stratygrafii mają trzy kategorie klasyfikacji: litostratygraficzna, biostratygraficzna i chronostratygraficzna. Odpowiadają one trzem podstawowym aspektom stratygrafii (Hedberg, red., 1976), która jednak z punktu widzenia celu prowadzonych badań stanowi niepodzielną dziedzinę badań geologicznych. Ostatnio dołączyła do nich magnetostratygrafia (tab. 1).

1.3.3.1. Klasyfikacja litostratygraficzna zajmuje się porządkowaniem warstw i innych ciał skalnych ujętych w jednostki, zdefiniowane na podstawie kryteriów litologicznych.

1.3.3.2. Klasyfikacja biostratygraficzna zajmuje się porządkowaniem warstw i innych ciał skalnych ujętych w jednostki, zdefiniowane na podstawie zawartych w nich skamieniałości, szczególnie zaś skamieniałości przewodnich.

1.3.3.3. Klasyfikacja magnetostratygraficzna grupuje skały w jednostki stratygraficzne na podstawie podobieństwa ich właściwości magnetycznych, zdefiniowane przez inwersje polarności, odzwierciedlające historię zmieniającego się skokowo pola magnetycznego Ziemi.

1.3.3.4. Klasyfikacja chronostratygraficzna zajmuje się porządkowaniem warstw i innych ciał skalnych na podstawie ich wieku i stosunków czasowych i wywodzi się pośrednio z korelacji stratygraficznej, dokonywanej najczęściej przy zastosowaniu kryteriów paleontologicznych (biostratygrafia), litologicznych (litostratygrafia), czy magnetycznych (magnetostratygrafia). Wiek skał, w odróżnieniu od ich litologii, zawartych w nich skamieniałości, czy też innych podobnych cech, tylko pośrednio poddaje się obserwacji i weryfikacji, a więc często jest hipotetyczny i wynika z mniej czy bardziej rozbudowanych interpretacji.

1.3.3.5. Inne kategorie klasyfikacji stratygraficznej mogą porządkować ciała skalne ujęte w jednostki wyróżnione na podstawie takich cech jak: właściwości sejsmiczne, przewodnictwo elektryczne, parametry geochemiczne (np. trwałe izotopy węgla), warunki tworzenia się objęte litogenezą lub określone przez środowisko sedymentacji (w tym cykliczność depozycji), paleoklimat, powierzchnie nieciągłości itp.

1.3.4. Jednorodność pod względem cechy lub cech charakterystycznych jest postulowana dla formalnych jednostek stratygraficznych, co podkreśla zastosowanie terminu jednostka w ich nazwie (ang. *unit*). Z drugiej strony niektóre proponowane w literaturze kategorie klasyfikacji stratygraficznej (np. allostratygrafia) grupują niejednorodne wewnętrznie kompleksy ciał skalnych i dla ich określenia powinno się stosować termin wydzielenie stratygraficzne (ang. *division*).

1.4. FORMALNE I NIEFORMALNE JEDNOSTKI STRATYGRAFICZNE

Jednostką formalną jest obdarzona nazwą jednostka klasyfikacji litostratygraficznej, biostratygraficznej, magnetostratygraficznej lub chronostratygraficznej, nazwana i ustanowiona zgodnie z zasadami zaproponowanymi w niniejszym opracowaniu, wynikającymi wprost z zaleceń Międzynarodowej Podkomisji Klasyfikacji Stratygraficznej (Salvador, red., 1994; Murphy, Salvador, red., 1999; patrz: <http://www.stratigraphy.org>). Pozostałe jednostki, bazujące często na kombinacji cech z różnych kategorii klasyfikacyjnych, określamy jako nieformalne; ich stosowanie może mieć znaczenie zwłaszcza na wstępnym etapie badań geologicznych i w przypadku opracowań analitycznych, a także dotyczących niewielkich obszarów badań.

Należy dążyć do formalizowania tych jednostek nieformalnych, które odzwierciedlają ważne, o ponadlokalnym znaczeniu, etapy historii litosfery; ważnym kryterium zasadności wydzielenia jednostek formalnych jest zatem ich istotna przydatność dla celów praktycznych (np. opracowań kartograficznych, hydrogeologicznych czy złożowych), ale nie powinno się to odbywać kosztem ich merytorycznej poprawności.

1.5. JEDNOSTKI LOKALNE, REGIONALNE I GLOBALNE

Swoistość historii geologicznej odrębnych obszarów, zróżnicowanie regionalne zjawisk petrogenetycznych (np. facje osadowe) oraz przestrzenna zmienność zespołów organizmów (np. rafotwórczych) są podstawowymi przyczynami odmiennego wykształcenia i następstwa serii skalnych na różnych obszarach.

W tej sytuacji wydzielane na poszczególnych obszarach jednostki stratygraficzne mają często charakter lokalny. Szczególnie wyraźnie dotyczy to jednostek litostratygraficznych, jednak lokalny charakter ma także wiele spośród jednostek biostratygraficznych, gdyż także one definiowane są przez fałszywe i (lub) paleogeograficznie ograniczone występowanie skamieniałości. Co więcej, także jednostki chronostratygraficzne mogą mieć charakter jednostek lokalnych tam, gdzie możliwość ich wydzielenia jest ograniczona z powodu zawodności metod korelacji, wynikających często z ubóstwa lub braku skamieniałości przewodnich.

1.6. KORELACJA STRATYGRAFICZNA

Korelacja stratygraficzna polega na wskazaniu odpowiedników lub ciągłości obocznej warstw czy innych utworów geologicznych albo skamieniałości i prowadzi do ich korelacji wiekowej. Poprzez rozszerzanie wiedzy o wieku i następstwie jednostek lokalnych na większe obszary oraz przez ustalanie stosunków wiekowych między jednostkami wydzielonymi na różnych obszarach, korelacja służy stopniowej redukcji jednostek lokalnych na korzyść regionalnych i globalnych.

Korelowanie jakichkolwiek jednostek lokalnych może być dokonywane na podstawie różnych kryteriów: skamieniałości, cech litologicznych, danych radiometrycznych, znamion klimatu i wielu innych. Korelacja litologiczna (litostratygraficzna) dokonywana jest na podstawie bezpośredniej obserwacji cech litologicznych, natomiast korelacja biostratygraficzna jest korelacją prowadzoną na podstawie zawartych w skałach skamieniałości.

W praktyce korelacja prowadzi do wskazania jednowiekowości w przybliżeniu, z odchyleniem często znacznym i niewymiernym. Spowodowane to jest trudnościami lub wręcz brakiem możliwości obiektywnego prześledzenia w przestrzeni skalnej powierzchni równego wieku (izochronicznych). Zamierzeniem każdej korelacji stratygraficznej jest jednak dążenie do wskazania równoważników wiekowych.

1.6.1. Korelacja graficzna polega na wykorzystaniu reperów biostratygraficznych, ale też danych litologicznych (np. poziomy tufitowe) i magnetycznych, dotyczących maksimów transgresji, a także danych chronometrycznych, do uzyskania najlepszych możliwych rezultatów korelacji w postaci linii korelacji (ang: *lines of correlation*) w prostokątnym układzie współrzędnych (patrz: Keith, Lane, red., 1995). Zestawienie wyników korelacji graficznej licznych profili prowadzi

do konstruowania zbiorczych profili standardowych (ang: *composite standard sections*); przykładem tego typu opracowania jest zbiorczy profil franu Klappera (1997) oraz *Devonian Time Scale* Kaufmanna: <http://www.uni-tuebingen.de/geo-/gpi/mitarbeiter/kaufmann/timescale.htm> (patrz też: Kaufmann, 2006).

Z jednej strony korelacja graficzna stanowi metodę prezentacji wyników uzyskanych przy zastosowaniu wielu różnych danych, z drugiej strony wykresy korelacji graficznej umożliwiają weryfikację danych, które posłużyły do skonstruowania wykresu: wykrycie luk stratygraficznych, zmian tempa sedimentacji, mogą również ułatwić rozpoznanie wątpliwych taksonomicznie oznaczeń skamieniałości. Warunkiem poprawności korelacji graficznej jest dobra jakość danych, służących do wykreślenia linii korelacji i konstruowania zbiorczych profili standardowych.

1.7. STRATOTYP

Stratotyp to wybrany profil geologiczny, zawierający następstwo warstw uznane za wzorcowe dla danej jednostki lub granicy stratygraficznej (ryc. 1).

Stratotyp powinien stanowić podstawę jasnej, jednolitej i niezmiennej definicji stratygraficznej, jednoznacznej dla wszystkich, powinien więc być szczególnie starannie wybierany oraz dokładnie wyznaczany.

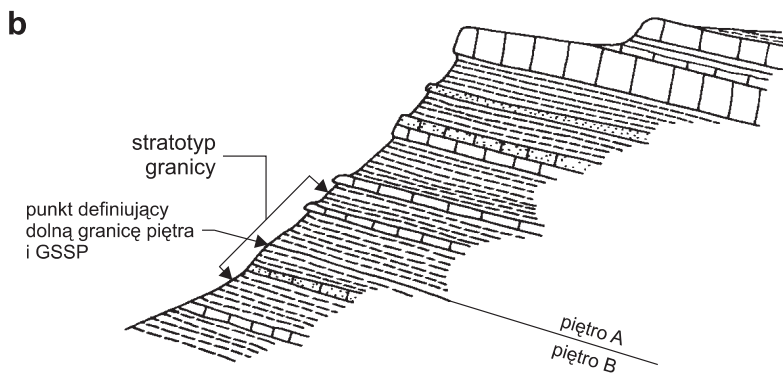
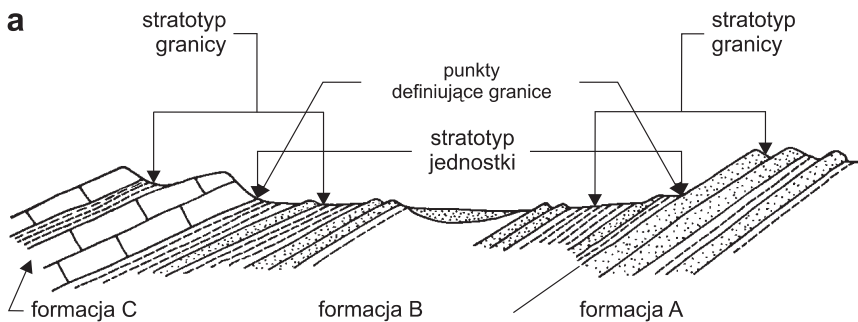
1.7.1. Stratotyp jednostki stratygraficznej jest wzorcowym profilem geologicznym utworów geologicznych, stanowiącym podstawę definicji i charakterystyki danej jednostki stratygraficznej.

1.7.2. Stratotyp granicy stratygraficznej jest charakterystyczną powierzchnią w obrębie wybranego następstwa skał, stanowiącą wzorzec dla definicji danej jednostki stratygraficznej, a więc wyróżnienia jej granicy.

1.7.3. Stratotyp złożony jest stratotypem jednostki utworzonym przez powiązanie kilku stratotypów cząstkowych — stratotypów części profilu danej jednostki stratygraficznej.

1.7.4. Hipostratotyp (profil odniesienia) jest stratotypem drugorzędym, ustanowionym w celu rozszerzenia zasięgu jednostki lub granicy określonej przez stratotyp na inne obszary geograficzne lub inne facje.

1.7.5. Obszar typowy (stratotypowy) wyróżnienia stratygraficznego (jednostki lub granicy stratygraficznej) jest obszarem, na którym znajduje się stratotyp lub w przypadku braku stratotypu obszar, na którym wyróżnienie to było po raz pierwszy dokonane.



Ryc. 1: a — Stratotyp jednostki i stratotypy granic dla jednostki litostratygraficznej (formacji B); b — Stratotyp granicy dla jednostki chronostratygraficznej; punkt w sukcesji skalnej definiuje dolną granicę piętra B w globalnym profilu i punkcie stratotypowym (GSSP)

1.8. GRANICE JEDNOSTEK STRATYGRAFICZNYCH

Granice jednostek stratygraficznych powinny pokrywać się możliwie dokładnie z zasięgiem występowania ich cech diagnostycznych.

Granice jednostek należących do różnych kategorii stratygraficznych mogą się przecinać i nie muszą się pokrywać.

Stratygrafia zajmuje się przede wszystkim dolnymi i górnymi granicami jednostek, jako że one właśnie odzwierciedlają czasowe zmiany cech diagnostycznych. Z drugiej strony, zasięgi oboczne jednostek stratygraficznych określone są przez zasięgi podstawowych cech, wskazanych w definicji jednostek, ale w praktyce granice te bywają trudne do prześledzenia, z racji niewielkiego stopnia ich odsłonięcia i trudności rozpoznawania wglębnych powierzchni różnowiekowych (heterochronicznych). W tym aspekcie ważna jest próba wydzielenia jednostek stratygrafii sekwencji, stosowanych niekiedy w praktyce stratygraficznej, gdzie metodami geofizycznymi możliwe jest prześledzenie granic.

Horyzont stratygraficzny jest powierzchnią lub cienką warstwą o wyraźnej pozycji w profilu stratygraficznym, w praktyce często odpowiadającą powierzchni izochronicznej (równego wieku). Istnieje wiele rodzajów horyzontów stratygraficznych, jak horyzonty biostratygraficzne, litologiczne, czasowe (chronohoryzonty), horyzonty sejsmiczne i inne.

1.9. TERMINOLOGIA STRATYGRAFICZNA

Terminologia stratygraficzna ustala ogólne terminy z dziedziny stratygrafii, takie jak np. formacja, warstwa, piętro, system czy poziom.

Poziom (zona) jest często stosowanym nieformalnym lub formalnym określeniem drobnej jednostki stratygraficznej we wszystkich kategoriach klasyfikacji stratygraficznej, tzn. poziom litologiczny, poziom biostratygraficzny (biozona), poziom wiekowy itp.

1.10. NOMENKLATURA STRATYGRAFICZNA

Nomenklatura stratygraficzna (nazewnictwo stratygraficzne) to zbiór reguł nadawania nazw własnych poszczególnym jednostkom stratygraficznym, wydzielonym poprzez procedury klasyfikacji stratygraficznej i przy zastosowaniu przyjętych terminów stratygraficznych.

1.11. USTANAWIANIE NOWYCH JEDNOSTEK STRATYGRAFICZNYCH

Ustanawianie nowych jednostek stratygraficznych wymaga publikacji w ogólnie dostępnym wydawnictwie naukowym, w języku kongresowym (ale patrz: rozdz. 2.3), zawierającej następujące elementy:

— **nazwa jednostki**, ewentualnie starsze określenia używane do nazwania skał tej jednostki w literaturze;

- **uzasadnienie celowości** wydzielenia nowej jednostki; porównanie nowej jednostki, zwłaszcza z sąsiednimi jednostkami tej samej rangi w obrębie danej kategorii klasyfikacyjnej;
- **definicja jednostki**, a więc wskazanie cechy lub cech diagnostycznych oraz precyzyjnych kryteriów wyznaczania granic jednostki; dodatkowo ustalenie stratotypu lub stratotypów jednostki lub jej granic, z dokumentacją lub jej wskazaniem w literaturze geologicznej; stratotypy nie są niezbędne dla jednostek biostratygraficznych, a także dla tych jednostek, które określane są jako suma jednostek niższego rzędu, a definiowanych poprzez swoje stratotypy;
- **aspekty regionalne jednostki i jej wiek**;
- **charakterystyka jednostki**: zwięzły lecz treściwy opis zawartości jednostki, z ewentualnym wskazaniem dodatkowych opisów w literaturze;
- **literatura przedmiotu**.

1.12. REWIZJA JEDNOSTEK STRATYGRAFICZNYCH

Rewizja jednostek stratygraficznych to przedstawienie propozycji zmian jednostek już istniejących, dzięki którym to zmianom zrewidowana jednostka staje się bardziej naturalna i użyteczna.

Należy dążyć, jeśli to możliwe, raczej do rewizji starszych jednostek niż do tworzenia jednostek nowych. W przypadku postępów korelacji, gdy udowodniona zostaje równowiekowość dwóch lub większej liczby starszych jednostek, należy rozważyć pozostawienie nazwy najstarszej (zasada priorytetu); dopuszcza się uznanie nazwy młodszej za ważną, jeśli przemawiają za tym aspekty merytoryczne tej jednostki: pełnia jej definicji i charakterystyki, dostępność stratotypów, cytowania w literaturze geologicznej, itp.

* * *

Wszystkie klasyfikacje stratygraficzne, scharakteryzowane szczegółowo w kolejnych rozdziałach, są ściśle z sobą powiązane, gdyż albo opierają się na właściwościach skał w obrębie skorupy ziemskiej (ang. *rock-units*), albo opisują chronologicznie historię Ziemi bezpośrednio rekonstruowaną z zapisu kopalnego (ang. *time-rock units*). Należy jednak podkreślić fragmentaryczność tego zapisu — nieznaną wielkość luki, nieciągłości i niezgodności mogą w istocie kryć się w każdej powierzchni uławicenia. Wykazanie ciągłości, a więc wskazanie sukcesji pozbawionych tych brakujących interwałów jest samo w sobie integralnym celem stratygrafii i ważnym wkładem w zrozumienie zjawisk historii geologicznej.

Odrębność każdej z kategorii stratygrafii wynika z wykorzystania innych cech i atrybutów zapisu. Jednostki litostratygraficzne są podstawowymi jednostkami kartowania geologicznego, tak powierzchniowego, jak i wglębnego, z reguły ustalonymi we wstępnym etapie regionalnych prac stratygraficznych. Nierzadką charakterystyką paleontologiczną może być ważnym, wręcz diagnostycznym wyróżnikiem litologii, np. w przypadku utworów rafowych, muszlowców czy radiolarytów. Ponieważ każda jednostka litostratygraficzna powstała w określonym przedziale czasu geologicznego, ma ona również wymiar chronostratygraficzny. Litologiczna charakterystyka oddaje jednak w pierwszym rzędzie powtarzalne w historii Ziemi warunki powstawania serii skalnych, a nie konkretny czas ich powstawania. Stąd wynika ich immanentna cecha — diachroniczność granic.

Badania biostratygraficzne też zwykle wiążą się z wczesną fazą opracowań stratygraficznych, o ile skamieniałości w ogóle występują w badanej sukcesji osadowej. Charakterystyka paleontologiczna odzwierciedla biotop reprezentowany przez środowisko depozycji, toteż — mimo różnych kryteriów wyróżniania — granice poziomów biostratygraficznych i jednostek litostratygraficznych mogą się pokrywać, zwłaszcza w przypadku zapisu radykalnych zmian facjalnych. Dzięki nieodwracalnym zmianom ewolucyjnym, biostratygrafia dostarcza jednak unikalnych jednostek stratygraficznych.

Klasyfikacje lito- i biostratygraficzna są podstawowymi obiektywnymi narzędziami w określaniu względnego wieku sukcesji skalnych, trudnymi do przecenienia w odwzorowaniu litologii i geometrii ciał skalnych („architektury stratygraficznej”) w obrębie skorupy ziemskiej oraz rozwoju życia i kopalnych ekosystemów na Ziemi. Dlatego też obie te kategorie zostały obszernie potraktowane w polskich zasadach stratygrafii.

Jednostki polarności magnetycznej (i szereg innych narzędzi stratygraficznych opartych na parametrach geofizycznych i geochemicznych; patrz: rozdz. 6.) mogą być wyróżniane tylko w przypadku zachowania się diagnostycznych właściwości skał. Ich specyfika wynika jednak z globalnego zakresu zmian pola magnetycznego, co zbliża je do jednostek chronostratygraficznych. Co więcej, zmiany te (odwrócenie polarności) trwają krócej niż 5 tysięcy lat, toteż taki błąd korelacji czyni je istotnie przybliżonym ekwiwalentem granic chronostratygraficznych, ale opartych na konkretnej właściwości fizycznej zachowanej w skale. Inaczej mówiąc, horyzont odwrócenia polarności magnetycznej może zbliżać się do idealnego chronohoryzontu, choć w istocie nie jest chronohoryzontem. Ta kategoria stratygrafii posiada szereg ograniczeń, wynikających choćby z możliwości subsekwentnej remagnetyzacji czy ułomności zachowania sygnału magnetycznego, toteż potencjał korelacyjny magnetostratygrafii może w rzeczywistości nie odbiegać od walorów biokorelacji, a nawet niekiedy litokorelacji. W sumie,

są to bardzo pożyteczne przesłanki dla ustalania pozycji chronostratygraficznej serii skalnych, ale z powodu braku indywidualnego aspektu (każda zmiana polarności jest taka sama) wymagają testowania innymi metodami stratygraficznymi, najczęściej datowaniami biostratygraficznymi.

Jednostki chronostratygraficzne to wyidealizowane, jednowiekowe ciała skalne, bez względu na ich charakterystykę i właściwości wykorzystywane w wyżej wymienionych metodach, ograniczone przez izochroniczne powierzchnie i horyzonty. Każda jednostka chronostratygraficzna odpowiada pewnemu przedziałowi czasowemu w geologicznej historii Ziemi (jednostce geochronologicznej). W celu zdefiniowania tych abstrakcyjnych wydziałów, wykorzystuje się wszelkie możliwe przesłanki jednowiekowości, w tym wiele nowych technik i metod stratygrafii, przede wszystkim allostratyfii, cyklostratyfii i chemostratyfii, wpisujących się w ogólniejszy nurt stratygrafii zdarzeń (ang. *event stratigraphy*) (rozdz. 6.). Pierwszoplanową pozostaje jednak niezmiennie korelacja biostratygraficzna. Coraz szerzej stosowane są bardziej wyrafinowane, ilościowe metody kwantyfikacji zapisu kopalnego, wykorzystujące, między innymi, banki danych paleontologicznych, w celu osiągnięcia dokładności biokorelacji w skali globalnej rzędu 10 tys. lat (patrz przegląd w: Sadler, 2004; Hammer, Harper, 2005). Podobną precyzję korelacji w skali basenu sedymentacyjnego dają zintegrowane metody stratygraficzno-zdarzeniowe (Kauffman i in., 1991). Obecnie standardowe poziomy biostratygraficzne mają rozdzielczość czasową co najmniej 10-krotnie mniejszą (np. dewońska zonacja konodontowa; patrz: Ziegler, Sandberg, 1990; Kaufmann, 2006).

Należy zwrócić uwagę na szczególne znaczenie jednostek chronostratygraficznych, jako uniwersalnych narzędzi porozumiewania się geologów z różnych krajów i różnych specjalności. Ta wyjątkowość nakłada obowiązek szczególnie starannego przygotowania propozycji ustanowienia nowej jednostki chronostratygraficznej — nic dziwnego, że jest to przedmiot uzgodnień ogólnoświatowych pod auspicjami Międzynarodowej Unii Nauk Geologicznych (*International Union of Geological Sciences*, IUGS; patrz <http://www.iugs.org/>). Podział chronostratygraficzny stanowi zatem syntezę dostępnej wiedzy stratygraficznej, a zarazem wstęp do właściwego zrozumienia zapisu kopalnego i geologicznej ewolucji całego skomplikowanego systemu ziemskiego.

2. LITOSTRATYGRAFIA

2.1. CEL I PRZEDMIOT LITOSTRATYGRAFII

Celem klasyfikacji litostratygraficznej jest określenie utworów warstwowych i innych ciał skalnych w postaci jednostek wyróżnionych na podstawie zasadniczych, możliwych do zaobserwowania cech litologicznych i ich zmienności. Klasyfikacja litostratygraficzna jest podstawowym rodzajem klasyfikacji stratygraficznej i można ją zastosować do wszystkich skał.

Podział litostratygraficzny odzwierciedla określone etapy rozwoju geologicznego skorupy ziemskiej na obszarze, którego dotyczy. Służy on do podstawowych i stosowanych badań geologicznych, w tym między innymi do studiowania i opisywania litologii, stratygrafii, lokalnych i regionalnych warunków strukturalnych, odtwarzania historii geologicznej poszczególnych regionów, poszukiwań i dokumentowania złóż surowców mineralnych, badań wód podziemnych oraz różnych aspektów ochrony litosfery.

2.2. DEFINICJE I USTALENIA OGÓLNE

2.2.1. Jednostka litostratygraficzna jest to ciało skalne wyróżnione na podstawie diagnostycznych cech litologicznych, a w niektórych przypadkach również relacji geometrycznych (przestrzennych), oddzielone rozpoznawalnymi granicami od jednostek sąsiednich. Jednostka litostratygraficzna może być wyróżniana w obrębie skał osadowych, magmowych lub metamorficznych, a także może obejmować ich kombinacje.

Za diagnostyczne cechy litologiczne należy uznać charakterystyczne dla danej jednostki cechy wykluczające niejednoznaczność identyfikację, łatwe do zaobserwowania oraz występujące w obrębie całej jednostki, zarówno w profilu pionowym, jak i obocznie. Stopień zmian litologicznych decydujących o wyróżnieniu jednostki litostratygraficznej nie podlega ścisłym regułom. Zależy on od złożoności budowy geologicznej danego obszaru, rzutuującej na wybór cech niezbędnych do zobrazowania sukcesji serii skalnych i rekonstrukcji rozwoju geologicznego.

2.2.2. Formalne jednostki litostratygraficzne. Formalnymi jednostkami litostratygraficznymi są jednostki ustanowione zgodnie z zaleceniami podanymi w niniejszym dokumencie (2.2.3–2.2.11 i 2.3) oraz, w przypadku wcześniej ustanowionych jednostek, w *Zasadach ...* (Aleksandrowicz i in., 1975; punkty 3 i 5). Tworzą one system hierarchiczny, na który składają się następujące jednostki (od rzędu najwyższego do najniższego): nadgrupa, grupa, podgrupa, formacja, ogniwo, warstwa (tab. 2). Ranga jednostki nie zależy od jej miąższości.

Tabela 2

Formalne jednostki litostratygraficzne

Formalne jednostki litostratygraficzne	Odpowiedniki międzynarodowe (angielskie)
Nadgrupa	Supergroup
Grupa	Group
Podgrupa	Subgroup
Formacja	Formation
Ogniwo	Member
Warstwa	Bed

2.2.3. Granice jednostek litostratygraficznych są określane przede wszystkim jako miejsca zaniku cechy diagnostycznej danej jednostki. Można je przyjmować także w przypadku przejścia stopniowego (gradacji) wtedy, gdy następuje określona, wyraźna zmiana wzajemnych stosunków podstawowych składników litologicznych. Konieczne jest wówczas dokładne wskazanie kryteriów (najlepiej w ujęciu ilościowym), na podstawie których ustala się taką granicę.

Granice jednostek litostratygraficznych nie muszą być izochroniczne i mogą mieścić się w różnych odcinkach czasu geologicznego. Powinny być one tak określane, aby pozwalały w praktyce na jednoznaczne wydzielanie jednostek litostratygraficznych w profilu geologicznym i ułatwiały śledzenie ich przebiegu.

Granice jednostek wyższego rzędu od formacji (podgrupa, grupa, nadgrupa) są zbieżne z granicami jednostki podstawowej jaką jest formacja.

2.2.4. Stratotyp i hipostratotyp jednostki. Stratotypem jednostki litostratygraficznej jest profil geologiczny naturalnego lub sztucznego odsłonięcia warstw skalnych, a także otworu wiertniczego, na którym oparta jest podstawowa defini-

cja charakteru litologicznego jednostki i w którym powinny być wskazane jej granice (dolna i górna). Stratotyp nie musi reprezentować całego zakresu zmienności jednostki; jest on miejscem pierwszego jej zdefiniowania.

W przypadku, gdy w jednym odsłonięciu naturalnym lub sztucznym nie ma pełnego profilu geologicznego jednostki (np. utwory słabo odsłonięte lub o dużych miąższościach), zamiast profilu stratotypu można podać typową miejscowość lub typowy obszar występowania. Należy wówczas podać kilka (co najmniej dwa) profili stratotypowych, w których reprezentowane są granice spągu i stropu (stratotypy granic) oraz partie spągowe, środkowe i stropowe danej jednostki. Stratotypy takie tworzą zespół stratotypów.

Podanie stratotypu lub zespołu stratotypów jest wymagane w celu ustanawiania i rewizji takich formalnych jednostek litostratygraficznych, jak formacja, ogniwo i warstwa. Jednostki rangi wyższej od formacji nie wymagają stratotypów, gdyż są kombinacją formacji wchodzących w ich skład.

Stratotyp może być zmieniony tylko wówczas, jeżeli uległ całkowitemu zniszczeniu lub stał się niedostępny. Wówczas należy ustanowić formalnie nowy stratotyp określany jako neostratotyp.

Hipostatotyp (profil odniesienia) jest stratotypem dodatkowym, który umożliwia oboczne rozszerzenie charakterystyki jednostki. Ustalenie hipostatotypów jest wskazane zwłaszcza w przypadku formacji i ogniwa.

2.2.5. Rozprzestrzenienie jednostki litostratygraficznej jest określane na podstawie ciągłości jej podstawowych cech litologicznych. Jednostki obocznie ciągłe zachowują na obszarze występowania charakter zwartego ciała skalnego. Jako jednostki nieciągłe obocznie określa się jednostki wykazujące diagnostyczne cechy litologiczne i zbliżoną pozycję stratygraficzną, lecz zarazem tworzące odrębne ciała skalne, takie jak biohermy, stożki zlepieńców itp., a także np. gromadnie występujące ciała magmowe (pokrywy lawowe, żyły wulkaniczne itp.), podobne pod względem petrograficznym i wykazujące w przybliżeniu ten sam wiek.

2.2.6. Nazewnictwo jednostek litostratygraficznych. Pełna nazwa własna formacji, ogniwa i warstwy składa się z trzech członów: terminu klasyfikacyjnego, terminu litologicznego i członu geograficznego (np. formacja wapieni i dolomitów z Roztropic). Można stosować skróconą postać nazwy wymienionych jednostek, składającą się wyłącznie z terminu klasyfikacyjnego i członu geograficznego (np. formacja roztropicka). Dla nazw jednostek wyższego rzędu niż formacja (podgrupa, grupa, nadgrupa) wykorzystuje się wyłącznie terminy pochodzenia geograficznego w połączeniu z terminem klasyfikacyjnym.

Terminem klasyfikacyjnym jest w rozumieniu niniejszego dokumentu określenie rangi jednostki (od warstwy po grupę — por. tab. 2).

Termin litologiczny w nazwie jednostki musi mieć charakter obiektywny i opisowy, a także powinien być jak najkrótszy i najprostszy, np. wapień, piaskowiec, zlepieniec, margiel, łupek, gnejs, zieleniec, amfibolit itp. Nie zaleca się stosowania terminów genetycznych, np. rafa, flisz, molasa, ewaporyt itp. Termin litologiczny należy stosować w zasadzie w liczbie pojedynczej, np. formacja wapienia czorsztyńskiego, ogniwo zlepieńca malinowskiego; nie wyklucza się jednak stosowania liczby mnogiej, np. ogniwo rogowców mikuszowickich, formacja wapieni i dolomitów z Roztropic.

Mimo, iż nie zaleca się stosowania w nazwie jednostki określeń paleontologicznych, w szczególnych przypadkach dotyczących formacji i jednostek niższego rzędu (np. utworów biogenicznych czy wystąpień skałotwórczych lub bardzo charakterystycznych skamieniałości) można umieścić takie określenie obok terminu litologicznego, np. formacja wapieni koralowych z ... (tu nazwa geograficzna), ogniwo łupków graptolitowych z ... (tu nazwa geograficzna). Nie jest natomiast dopuszczalne tworzenie nazw składających się tylko z członu geograficznego i paleontologicznego, bez członu litologicznego.

Nazwa geograficzna pochodzi od miejscowości, góry, rzeki lub innego elementu geograficznego związanego z profilem (obszarem) stratotypowym w przypadku formacji, ogniwa i warstwy, natomiast z większym elementem geograficznym (np. duże miasto, region geograficzny, pasmo górskie) w przypadku podgrupy, grupy, nadgrupy. Nazwa geograficzna występuje w nazwie jednostki litostratygraficznej w formie przymiotnikowej (np. formacja lachowicka) lub rzeczownikowej. W tym ostatnim przypadku może występować w połączeniu ze spójnikiem „z” (np. formacja wulkanitów z Leszczyńca) lub, gdy nazwa geograficzna dotyczy rzeki, bez spójnika, w dopełniaczu (np. ogniwo Uszwicy). Forma rzeczownikowa zalecana jest zwłaszcza wówczas, gdy forma przymiotnikowa jest trudna do utworzenia lub też może powodować niejasności co do brzmienia źródłosłowu.

Tej samej lub tak samo brzmiącej (np. Wisła jako rzeka i miejscowość) nazwy geograficznej nie można więcej niż raz wykorzystywać w nazwie jednostki litostratygraficznej. Łatwe i szybkie sprawdzenie, czy dana nazwa geograficzna zastała już wykorzystana w nazewnictwie litostratygraficznym, umożliwia *Słownik jednostek litostratygraficznych Polski*, dostępny w internecie (Marcinowski i in., 2004). Zmiana nazwy geograficznej użytej do pierwszej definicji jednostki (np. w wyniku porządkowania terminologii geograficznej, wprowadzenia nowych nazw związanych ze zmianą granic politycznych itp.) nie powoduje zmiany nazwy jednostki litostratygraficznej, od której ona pochodzi.

W nazwie formalnej jednostki litostratygraficznej nie mogą być stosowane przedrostki „nad” lub „pod” w powiązaniu z pochodną nazwy geograficznej, litologicznej czy paleontologicznej. Podobnie nie mogą być stosowane przedrostki typu „meta”, „para”, „orto”, „sub” (np. subkrystalny), „supra” (np. suprakrystal-

ny). Formalna terminologia nie przewiduje też stosowania terminów takich jak „dolny”, „środkowy” i „górnny”.

2.2.7. Formacja jest podstawową formalną jednostką klasyfikacji litostratygraficznej. Jest jedyną jednostką formalną, służącą do całkowitego podziału litostratygraficznego utworów w profilu geologicznym. Bez ustalenia formacji nie jest dopuszczalne wyróżnianie innych jednostek litostratygraficznych formalnych zarówno wyższego, jak i niższego rzędu.

Miąższość nie jest czynnikiem decydującym przy definiowaniu formacji — może ona wynosić od poniżej metra (od wyklinowania) do kilku tysięcy metrów, aczkolwiek zasadniczo jednostka ta powinna być tak określona, by rozprzestrzenienie regionalne jej wychodni można było przedstawić na szczegółowej mapie geologicznej (w skali 1:25 000 lub 1:50 000). Formacje mogą być ciągłe lub nieciągłe (rozdz. 2.2.5). Formację mogą stanowić skały osadowe, magmowe lub metamorficzne; może ona być również kombinacją dwóch lub więcej typów skał wzajemnie ze sobą genetycznie powiązanych. Celowe może być np. wydzielenie jako odrębnej formacji jednostki składającej się ze skał wulkanicznych przekładających się ze skałami osadowymi (pokrywy lawowe i utwory piroklastyczne z wkładkami skał osadowych), natomiast nawet niewielkie metamorficzne zespoły skalne powinny być wydzielane jako odrębne formacje.

W obrębie formacji nie powinno być w zasadzie większych niezgodności stratygraficznych lub kątowych, natomiast mogą występować niewielkie przerwy śródformacyjne.

Formacja może być podzielona na ogniwa w sposób całkowity lub częściowy, przy pozostawieniu jej partii jako wydzieleni nieformalnych (por. *Zasady ... Aleksandrowicz i in.*, 1975; tab. 2–4).

2.2.8. Ogniwo jest jednostką litostratygraficzną, którą można wyróżniać w obrębie formacji. Ogniwo jest zawsze częścią formacji, ale wyróżnianie ogniwa jest wskazane tylko wówczas, gdy jest uzasadnione zmiennością cech litologicznych w obrębie formacji. Zazwyczaj chodzi przy tym nie o cechy diagnostyczne dla formacji, a drugorzędne z punktu widzenia jej określenia. Niektóre formacje można dzielić na ogniwa w sposób całkowity. W niektórych przypadkach ogniwa mogą być wyróżniane tylko w pewnych częściach formacji, ogniwo może przechodzić z jednej formacji do drugiej (*Zasady ... Aleksandrowicz i in.*, 1975; tab. 5).

Ogniwo powinno być w jak największym stopniu jednorodne litologicznie, lecz może także składać się ze ściśle powiązanych dwóch lub więcej typów skał.

2.2.9. Warstwa jest jednostką litostratygraficzną najniższej rangi wydzielaną w miarę potrzeby w obrębie jednostek litostratygraficznych wyższego rzędu. Może ona przebiegać w obrębie różnych jednostek wyższego rzędu. Dotyczy to

zwłaszcza warstw przewodnich w sensie litostratygraficznym (przykłady: *Zasady ... Aleksandrowicz i in.*, 1975; tab. 6–9), określanych też jako lithorizonty (np. tufity).

Termin „warstwa” określający jednostkę formalną, należy stosować tylko w liczbie pojedynczej w celu uniknięcia możliwych niejasności w stosunku do nieformalnego terminu „warstwy”.

2.2.10. Grupa jest formalną jednostką litostratygraficzną nadrzędną w stosunku do formacji. Składa się ona z dwóch lub więcej formacji mających wspólne lub pokrewne, charakterystyczne elementy litologiczne. Grupy oddzielone są od siebie często większymi niezgodnościami kątowymi czy nieciągłościami stratygraficznymi; mogą być także wyróżniane w celu podkreślenia związku litologicznego między formacjami przechodzącymi w siebie stopniowo.

Wydzielenie grupy należy stosować tylko w uzasadnionych przypadkach, gdy ma to istotne znaczenie dla celów praktycznych (ujęć kartograficznych, opracowań regionalnych, złożowych itp.).

Skład formacji w grupie nie zawsze musi być ten sam. Jeżeli grupa rozciąga się lateralnie poza obszar, na którym została ustanowiona na podstawie formacji wchodzących w jej skład i traci zróżnicowanie litologiczne będące podstawą do wyróżnienia formacji, wówczas jej ranga zostaje obniżona do formacji (*Zasady ... Aleksandrowicz i in.*, 1975, tab. 10–12).

Grupa ma nazwę własną pochodzącą wyłącznie od nazwy geograficznej, różną od nazw wchodzących w jej skład formacji i niższych jednostek litostratygraficznych (np. grupa Dunajca). Nie należy tworzyć nazwy grupy przez kombinację nazw formacji wchodzących w jej skład.

2.2.11. Nadgrupa i podgrupa. Termin nadgrupa może być użyty dla dwóch lub więcej sąsiadujących ze sobą w profilu grup. Termin podgrupa może być użyty przy podziale grupy na zespoły formacji. Stosuje się podziały całkowite i niecałkowite (*Zasady ... Aleksandrowicz i in.*, 1975; tab. 13–16).

W polskiej terminologii litostratygraficznej nie zaleca się stosowania terminów nadgrupa i podgrupa, z wyjątkiem szczególnie uzasadnionych przypadków. Wówczas należy przeprowadzić postępowanie formalne analogicznie jak przy wydzielaniu grupy.

2.2.12. Nieformalne jednostki litostratygraficzne. Nieformalnymi jednostkami litostratygraficznymi są takie jednostki, które nie spełniają lub tylko częściowo spełniają warunki określone w niniejszym dokumencie (rozdziały 2.2.3–2.2.11 i 2.3). Praktyczne stosowanie takich jednostek jest wynikiem, na przykład, wstępnego i (lub) niedostatecznego rozpoznania następstwa litostratygraficznego, wiąże się z zastosowaniem dla celów stratygrafii lokalnej, dla potrzeb praktyki górniczej lub hydrogeologicznej, albo też wynika z nazewnictwa tradycyjnego.

Nieformalne jednostki litostratygraficzne nie są objęte uporządkowanym systemem klasyfikacji i terminologii. Jednostki te mogą być przekształcone w jednostki formalne tylko w przypadku ich redefinicji, dokonanej na podstawie kryteriów podanych w rozdziałach 2.2.3–2.2.11 i 2.3.

Do kategorii nieformalnych jednostek litostratygraficznych należą „warstwy” (np. warstwy menilitowe, warstwy baranowskie, warstwy przejściowe, warstwy podmagurskie, warstwy nadposidoniowe, warstwy siedleckie, warstwy niedrzwickie), „zespół” (np. zespół wapieni detrytycznych), „ławica” (np. ławica modiolowa), „seria” — w znaczeniu litostratygraficznym, stratygraficzno-facjalnym, facjalno-tektonicznym lub złożowym (np. seria regłowa, seria czorsztyńska, seria śląska, seria gromadzicka, seria kaplonoska, seria warmińska, seria rudonośna), „oddział”, „pakiet”, „suity”, „sekwencja” (w sensie następstwa litologicznego), „kompleks”, „poziom (horyzont)” w sensie korelacji litostratygraficznej itp. Przy przekształcaniu jednostek nieformalnych w formalne obowiązują takie same zasady jak przy rewizji jednostek formalnych. Przy wydzielaniu jednostek nieformalnych nie powinno się stosować formalnych terminów klasyfikacyjnych, takich jak formacja czy ogniwo.

Na obszarach występowania urozmaiconych skał metamorficznych (i w asocjacji z innymi rodzajami skał), zwłaszcza przy ich wstępnym rozpoznaniu, może być celowe zastosowanie terminu nieformalnego „kompleks”. Również przydatne mogą być takie jasno zdefiniowane terminy jak „melanz” czy „ofiolit”. Ogólne terminy genetyczne mogą być przydatne jedynie przy precyzowaniu genezy kompleksów, np. kompleks wulkaniczny z.... (tu nazwa geograficzna).

2.3. USTANAWIANIE I REWIZJA JEDNOSTEK FORMALNYCH

Ustanowienie formalnej jednostki litostratygraficznej wymaga ogłoszenia drukiem w uznanym i ogólnie dostępnym wydawnictwie naukowym jej opisu, zawierającego dane wymienione w punktach 2.3.1–2.3.9. W przypadku prac drukowanych w języku polskim wskazane jest podanie skróconego opisu (definicji) jednostki w streszczeniu w języku angielskim, w którym zawarty byłby, choćby tylko w formie tabelarycznej, człon geograficzny wprowadzanej nazwy jednostki w formie rzeczownikowej.

Jednostka znana z obszaru Polski może też być formalnie ustanowiona w publikacji angielskojęzycznej. W takim przypadku powinna spełniać wymagania podane w rozdziałach 2.3.1–2.3.9. Nazewnictwo jednostki musi być wówczas zgodne z zaleceniami międzynarodowymi (Salvador, red., 1994, rozdz. 5.F; tab. 2), natomiast odpowiednie zasady podane w niniejszym dokumencie (rozdział 2.2.6) powinny być stosowane przy używaniu tej nazwy w opracowaniach polskojęzycznych.

2.3.1. Nazwa jednostki określa jej rangę formalną. Należy podać pochodzenie członu geograficznego z ewentualnym uzasadnieniem. W przypadkach gdy ranga jednostki może budzić wątpliwości, wskazane jest podanie odpowiedniego uzasadnienia. W miarę możliwości należy stosować nazwy już używane w literaturze i korzystać z zasady priorytetu.

2.3.2. Dotychczasowe nazewnictwo. W przypadku gdy opisywana jednostka lub jej część była wcześniej znana pod inną nazwą lub nazwami nieformalnymi, należy omówić dotychczasowe nazewnictwo, ewentualnie szerszą historię badań.

2.3.3. Definicja jednostki podaje jej diagnostyczne cechy litologiczne lub dotyczące relacji przestrzennych oraz, w przypadku jednostek podpowierzchniowych, dane geofizyki otworowej, istotne dla praktycznego wydzielenia. Zaleca się czytelne zilustrowanie diagnostycznych cech jednostki w postaci fotografii, profili, przekrojów itp.

2.3.4. Stratotyp, a w razie konieczności obszar typowy lub hipostratotypy, powinny być jednoznacznie określone przez wskazanie odpowiednich lokalizacji w terenie (ryc. 1). W przypadku otworu wiertniczego należy podać rok wykonania wiercenia i instytucje odpowiedzialne, a także wskazać miejsce przechowywania materiałów wiertniczych.

Zalecane jest przedstawienie położenia stratotypu lub obszaru typowego na mapie w skali umożliwiającej łatwą identyfikację w terenie. Zalecane jest również jak najdokładniejsze określenie i podanie współrzędnych geograficznych stratotypu.

2.3.5. Granice jednostki powinny być scharakteryzowane przez określenie położenia w profilu stratotypowym (hipostratotypowym). Należy podać opis granic uwzględniający charakter kontaktów z sąsiednimi jednostkami, a także jednoznaczne kryteria pozwalające na wyznaczenie granic w innych profilach odsłonięć i otworów wiertniczych. W tym ostatnim przypadku zalecane jest podanie, obok diagnostycznych cech litologicznych, również kryteriów geofizycznych umożliwiających identyfikację granic na podstawie pomiarów otworowych. Wskazane jest graficzne (w tym fotograficzne) zilustrowanie szczegółów wykształcenia granic.

W przypadku opisu kilku jednostek bezpośrednio sąsiadujących w profilu pionowym można podać charakterystykę dolnej granicy, natomiast dla granicy górnej odwołać się do opisu jednostki wyżej leżącej.

2.3.6. Miąższość. Należy podać rzeczywistą miąższość jednostki w profilu stratotypowym i w hipostratotypach, a także zakres miąższości rozpoznany w innych miejscach występowania. Można też szerzej scharakteryzować oboczną zmienność miąższości, ilustrując ją np. mapami izopachyt.

2.3.7. Opis jednostki powinien obejmować szersze dane o jednostce (wraz z czytelnymi ilustracjami), z uwzględnieniem wyników badań profili innych niż stratotypowe lub z rejonów znajdujących się poza obszarem typowym. W szczególności należy uwzględnić dane rozszerzające charakterystykę pionowej i obocznej zmienności jednostki, w tym zwłaszcza zakres zmienności litologicznej. Zaleca się podanie informacji o innych niż litologiczne aspektach jednostki, o ile mają one znaczenie dla praktycznego jej wydzielenia (np. cechy paleontologiczne, mineralogiczne, tektoniczne, warunki geomorfologiczne).

Dla jednostek podpowierzchniowych ustanawianych na podstawie profili wiertniczych należy podać dane geofizyki otworowej, np. w postaci krzywych karotażowych, wystarczająco charakteryzujące jednostkę, tj. pozwalające na jej jednoznaczne określenie poza stratotypami lub obszarem typowym.

2.3.8. Zasięg regionalny. Należy podać geograficzny zakres rozpoznanego obocznego rozprzestrzenienia jednostki, o ile to możliwe na tle głównych rysów geologii regionalnej obszaru występowania. W przypadku jednostek nieciągłych obocznie należy scharakteryzować geometrię poszczególnych izolowanych wystąpień jednostki włącznie z dodatkowymi danymi ilościowymi (np. oboczna rozciągłość poszczególnych wystąpień).

2.3.9. Wiek jednostki (zakres wiekowy) należy podać z największą możliwą dokładnością. W przypadku braku własnych dokładniejszych danych wiek należy określić na podstawie dostępnych materiałów publikowanych lub archiwalnych, ewentualnie przesłanek pośrednich, takich jak np. zasada superpozycji.

2.3.10. Dodatkowym elementem opisu jednostki formalnej może być interpretacja genetyczna skał zaliczonych do jednostki oraz korelacja regionalna lub ponadregionalna z innymi jednostkami o podobnej pozycji stratygraficznej (zbliżonego wieku) lub wykazujących pokrewieństwo genetyczne.

2.3.11. Rewizja jednostki formalnej. Jest ona uzasadniona wówczas, gdy dotychczasowa definicja jednostki uniemożliwia lub utrudnia praktyczne jej wyznaczenie, w szczególności gdy nowe dane geologiczne i geofizyczne podważają dokładność lub obiektywizm pierwotnej koncepcji jednostki. Rewizja jednostki litostratygraficznej związana jest z takimi samymi wymogami jak ustanowienie nowej jednostki (2.3.1–2.3.9).

Jeżeli jednostkę dzieli się na dwie lub więcej nowych jednostek tej samej rangi co pierwotna, wówczas nazwa oryginalna nie powinna być utrzymana dla żadnej z nowych jednostek. Zmiana rangi jednostki litostratygraficznej nie wymaga ponownej definicji granic lub zmiany członu geograficznego nazwy. Np. ogniwo może zostać przemianowane na formację (i na odwrót), a formacja na grupę (i na

odwrot). Jeżeli poprzednio ustalona formacja zostaje podzielona na dwie lub więcej jednostek, które zostaną formalnie ustanowione jako formacje, wówczas formacja pierwotna z jej oryginalną nazwą powinna być podniesiona do rangi grupy lub zarzucona; dawna nazwa nie powinna być utrzymana dla żadnej z nowych jednostek.

W wyniku korelacji może się okazać, że istniejące dwie lub więcej jednostki litostratygraficzne można połączyć pod jedną nazwą. O wyborze nazwy decyduje wówczas przede wszystkim prawo priorytetu, jak też stopień używania nazwy w literaturze, kompletność profilów, dostępność typowego materiału itp.

Rewizja jednostki litostratygraficznej, której stratotypy znajdują się poza obecnymi granicami Polski, może być przeprowadzona jedynie po uprzednim uzgodnieniu celowości i zakresu zmian z przedstawicielami odpowiedniej narodowej komisji nomenklatury stratygraficznej.

2.4. DOTYCHCZASOWE JEDNOSTKI FORMALNE

Swoj status zachowują formalne jednostki litostratygraficzne ustanowione zgodnie z *Zasadami ...* (Aleksandrowicz i in., 1975). Zestawienie tych jednostek według stanu na 2004 rok można znaleźć w opracowaniu Marcinowskiego i in. (2004), dostępnym w wersji internetowej. Nazwy tych jednostek powinny być stosowane zgodnie z zaleceniami niniejszego dokumentu, z pominięciem skrótowych określeń takich jak (fm) czy (og).

2.5. PRZYKŁADOWE DEFINICJE FORMALNYCH JEDNOSTEK LITOSTRATYGRAFICZNYCH

Podane niżej przykłady wybrano dla zilustrowania różnego podejścia przy definiowaniu jednostek odsłoniętych na powierzchni lub w wyrobiskach podziemnych (formacja z Kowali, formacja z Kościeliskiej, formacja z Wieliczki) i znanych jedynie z wierceń (formacja zwoleńska). Ponadto, jednostki powierzchniowe opisano z obszarów różniących się stopniem odsłonięcia i komplikacji tektonicznych (Góry Świętokrzyskie z jednej, a Tatry — z drugiej strony). Przykładowe jednostki obejmują skały o zróżnicowanej litologii, w tym węglany, skały klastyczne i sole, jednakże brak miejsca nie pozwala na przedstawienie tu pełniejszego przeglądu typów litologicznych. W jednym przypadku (formacja margli z Kościeliskiej) dodatkowo podano określenie granic, a także przedstawiono oryginalne definicje angielskie oraz ich tłumaczenie na język polski, mając na uwadze, iż znaczna część opisów jednostek formalnych z obszaru Polski była i zapewne będzie publikowana po angielsku. Należy podkreślić, że ustanawiając formację z Wieliczki i formację zwoleńską pominięto w nazwie człon litologiczny,

co nie zgadza się z zaleceniami formalnej litostratygrafii. Tym niemniej zdecydowaliśmy się na podanie tych przykładów, bowiem pod innymi względami cytowane jednostki zostały opisane w sposób wzorcowy. Ponadto, utwory formacji z Wieliczki niewątpliwie należą do najpowszechniej znanych skał w Polsce.

Formacja dolomitów i wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych z Kowali (Narkiewicz i in., 1990)

Definicja: Różnorodne wapienie stromatoporoidowe i stromatoporoidowo-koralowcowe z przewagą materiału szkieletowego w pozycji wzrostu, w dolnej części nieregularnie zastąpione przez jawnokrystaliczne dolomity. Są to najczęściej utwory biostromalne, a tylko w najwyższej części niektóre biolityty mają charakter bioherm. Najpospolitszą odmianą są rytmicznie warstwowane sekwencje amfiporoidowo-laminitowe i kompleksy ze skałotwórczymi stromatoporoidami masywnymi. Ograniczony udział mają odmiany koralowcowe, a także wapienie mikrytowe i drobnoziarniste, czasem z fauną muszlową oraz liliowcową. Ku stropowi formacji rośnie, choć nigdzie nie osiąga przewagi, udział utworów organodetrytycznych z redeponowanymi i pokruszonymi szkieletami jamochłonów; utwory facji detrytycznej (*sensu* Szulczewski, 1971) nie wchodzi jednak w skład opisywanej jednostki. Dla dolnej części typowa jest podrzędna rola ławic biostromalnych przy obecności dolomikrytów i reliktywów siarczanów. Wyżej, ograniczony udział mają odmiany koralowcowe oraz wapienie mikrytowe i drobnoziarniste, czasem z fauną muszlową i liliowcową.

Jednostka podrzędna: Ogniwo wapienia masywnego z Kadzielni (Narkiewicz i in., 1990)

Definicja: Jasny, na ogół nieuławicony wapień organogeniczny, głównie typu „*bindstone*”. Fauna skałotwórcza zdominowana jest przez blaszkowe stromatoporoidy i urozmaicony zespół Tabulata. Wapień tworzy izolowane wystąpienia w postaci bioherm o maksymalnej miąższości od kilku do kilkudziesięciu metrów. Typowym składnikiem jest mikrytowe tło skalne; często występują struktury parasolowe pod płaskimi szkieletami oraz, rzadziej, struktury *stromatactis*. Podrzędny udział mają wkładki muszlowcowe oraz „gniazda” ramienionogów.

Formacja zwoleńska (Miłaczewski, 1981)

Definicja: Formację zwoleńską tworzą wzajemnie przewarstwiające się czerwone i zielonawe, niekiedy plamiste mułowce i ilowce pylaste oraz jasnoszare pias-

kwarcowe leżące nad formacją czarnolesską. Poprzednia, nieformalna nazwa jednostki: seria oldredu (Miłaczewski w: Miłaczewski, Żelichowski, 1970).

Kościeliska Marl Formation (Lefeld, 1985)

Formacja margli z Kościeliskiej

Dominant Lithology: Dark, shaly marls and dark-grey, almost black, impure limestones, sometimes with interbeds of allodapic limestone and calcareous sandstone. In the eastern part of the Tatra Mts., i.e. in the Belanské (Bielskie) Tatra Mts. and in the Kopy Sołtysie area (Polish Eastern Tatra Mts.), the Kościeliska Marl Formation embraces allodapic limestone distinguished as the Murań Limestone Member.

Definicja: Ciemno zabarwione, łupkowe margle i ciemnoszare, niemal czarne wapienie z domieszką terygeniczną, miejscami z przeławiczeniami wapieni allodapicznych (turbidytów wapiennych) i piaskowców wapnistych. We wschodniej części Tatr, tj. w Tatrach Bielskich i w rejonie Kop Sołtysich (Polskie Tatry Wschodnie), formacja margli z Kościeliskiej obejmuje wapienie allodapiczne wyróżnione jako ogniwo wapienia murańskiego.

Boundaries: Lower boundary — gradual passage toward the Pieniny Limestone Formation; this boundary has been put at the first mudstone intercalation (Berriasian–Valanginian boundary?). Upper boundary — tectonic (overthrust higher nappes).

Granice: Dolna granica — stopniowe przejście do formacji wapienia pienińskiego; granica ta została postawiona na pierwszej wkładce mułowcowej (granica berrias–walańżyn?). Górna granica — tektoniczna (nasunięte wyższe płaszczowiny).

Formacja z Wieliczki (Garlicki, 1994)

Definicja: Formację z Wieliczki tworzą osady chemiczne i klastyczne będące produktami sedymentacji w środowisku salinarnym. Sedymentacja ta miała charakter cykliczny, co znajduje swoje odbicie w wykształceniu osadów. Główną cechą formacji jest obecność soli kamiennej wśród osadów niższego stopnia natężenia sedymentacji chemicznej.

3. BIOSTRATYGRAFIA

3.1. CEL I PRZEDMIOT BIOSTRATYGRAFII

Celem klasyfikacji biostratygraficznej jest wydzielenie w skałach jednostek na podstawie analizy zasięgów stratygraficznych przewodnich taksonów kopalnych (tzw. skamieniałości przewodnich). Klasyfikacja biostratygraficzna możliwa jest do przeprowadzenia w skałach zawierających skamieniałości, a więc w skałach osadowych.

Podział biostratygraficzny odzwierciedla historię rodową (filogenezę) organizmów żywych, a powstawanie i wymieranie gatunków to fundamentalne i jednorazowe wydarzenia tej historii. Właśnie jednorazowość wydarzeń filogenetycznych stanowi o unikalnym charakterze biostratygrafii i jej potencjale korelacyjnym. W szczególności wiele granic tabeli stratygraficznej (jednostek chronostratygraficznych) definiowanych jest na podstawie kryteriów paleontologicznych, a więc nawiązuje do ustaleń klasyfikacji biostratygraficznej. Dlatego przy proponowaniu nowych schematów biozonacji powinno dążyć się do nadania im uniwersalnego charakteru, a zatem regionalne schematy mają uzasadnienie jedynie przy braku możliwości korelacji ze standardowymi podziałami światowymi wskutek specyfiki fałszywej lub biogeograficznej (endemizmu).

Szczególnie użyteczne dla biostratygrafii są organizmy żyjące w toni wodnej zarówno plankton, jak i nekton; mniej wartościowe pod tym względem są organizmy bentoniczne, często przywiązane do określonych środowisk depozycji i (lub) endemiczne.

Przykład: wśród górnokambryjskich trylobitów ważniejsze dla globalnej korelacji są planktoniczne agnostidy niż bentoniczne olenidy (Ahlberg, 2003; patrz również <http://www.geologica-acta.com:8080/geoacta/MostrarAbstractAC.do?abstract=gav0101a13>).

3.2. DEFINICJE I USTALENIA OGÓLNE

3.2.1. Poziom (poziom biostratygraficzny, biozona) jest formalną jednostką biostratygraficzną, obejmującą ciała skalne oddzielane od innych poziomów

(definiowane) w miejscu zaniku bądź pojawiania się taksonów w profilu stratygraficznym i zawierające charakterystyczne taksony paleontologiczne.

Poziomy powinny być wydzielane wyłącznie na podstawie skamieniałości równowiekowych z zawierającą je skałą, przy czym mogą to być zarówno zespoły skamieniałości typu biocenozy, jak i tanatocenozy. W niektórych skałach spotyka się skamieniałości „na wtórnym złożu”, a więc redeponowane z osadów starszych, a rzadziej wprowadzone do skał z osadów młodszych; chociaż mogą one dostarczać ważnych informacji stratygraficznych, nie powinny być wykorzystywane do ustanawiania poziomów. Granica poziomu biostratygraficznego to biohoryzont.

3.2.2. Definiowanie poziomu polega na określeniu jego granic — poprzez wskazanie odpowiednich wydarzeń z historii gatunków, których rozpoznanie w skałach umożliwi jednoznaczny identyfikację granic danej biozony.

Mogą być to wydarzenia filetyczne albo filogenetyczne, czyli z natury unikalne, albo wydarzenia stratalne — związane z migracjami organizmów lub z czynnikami tafonomicznymi działającymi po śmierci i pogrzebaniu organizmów w osadzie, a więc potencjalnie wielokrotnie powtarzające się w czasie trwania gatunku.

3.2.2.1. Wydarzenia filetyczne definiujące poziomy:

- pojawianie się, rzadziej wygasanie taksonów paleontologicznych,
- stopniowe lub skokowe zmiany w liniach rozwojowych.

3.2.2.2. Wydarzenia stratalne definiujące poziomy:

- zmiany liczebności skamieniałości, w tym także ich obecność przeciwstawiona nieobecności,
- zmiany naturalnych zespołów taksonów,
- zmiany cech morfologicznych skamieniałości,
- stwierdzone zmiany sposobu bytowania kopalnych organizmów.

3.2.3. Charakterystyka poziomu polega na podaniu opisu zawartości danej biozony, ze szczególnym wskazaniem tych unikalnych jej cech, które umożliwią precyzyjną i jednoznaczny identyfikację nawet wtedy, gdy w danych utworach nie uda się wykazać wydarzeń ją definiujących.

3.2.4. Rozprzestrzenienie. Poziomy są wyróżniane tylko w obrębie granic występowania cech paleontologicznych, które były podstawą ich wyróżnienia.

3.2.5. Wzajemne stosunki jednostek biostratygraficznych. Ze względu na wielką liczbę taksonów paleontologicznych reprezentowanych w utworach geologicznych, a także wskutek stosowania różnych kryteriów przy wyróżnianiu jednostek biostratygraficznych, możliwe jest ustanowienie bardzo dużej liczby jednostek biostratygraficznych. Tylko niektóre spośród nich wyróżniane są

w trakcie badań stratygraficznych. O wyborze jednostek powinna decydować przede wszystkim ich przydatność w praktyce stratygraficznej.

Poziomy mogą być wzajemnie powiązane lub niepowiązane. Poziomy powiązane charakteryzują się wspólnymi granicami (górną granicą jednostki jest zarazem dolną granicą kolejnej jednostki). Poziomy niepowiązane nie mają wspólnych granic — ich zasięgi stratygraficzne nie stykają się lub zachodzą na siebie. Poziomy powiązane są szczególnie użyteczne w klasyfikacji biostratygraficznej. Zespoły takich poziomów służą, między innymi, do ustanawiania na podstawie jednostek biostratygraficznych poziomów wiekowych (chronozon) oraz podziału pięter na mniejsze jednostki chronostratygraficzne (rozdz. 5.8.). W wielu jednak przypadkach wyróżnianie poziomów niepowiązanych jest również bardzo pożyteczne.

Poziomy mogą być samoistne lub niesamoistne. Jako poziom niesamoistny określamy taki, którego dolna i górna granica wyznaczone są pojawieniem się lub zanikiem różnych taksonów paleontologicznych (por. niżej poziom interwałowy); jeśli obie granice definiowane są przez ten sam takson, dany poziom jest poziomem samoistnym (na przykład poziom zasięgu).

Dopuszczalne, a często nawet pożądane jest zaliczanie tych samych utworów geologicznych do większej liczby jednostek biostratygraficznych — na przykład biozony goniatytowe i konodontowe dewonu.

3.2.6. Poziomy formalne i nieformalne. Formalnymi jednostkami biostratygraficznymi są wyłącznie poziomy (biozony) ustanowione zgodnie z ogólnymi zasadami zawartymi w rozdziale 1.11. i nazwane zgodnie z regułami przedstawionymi w rozdziale 3.3.

3.2.7. Nazwa poziomu składa się z terminu poziom lub biozona, albo odpowiedniego terminu pochodnego, określającego odmianę danego poziomu, oraz z nazwy lub nazw jednego lub kilku taksonów paleontologicznych.

W przypadku nazw poziomów biostratygraficznych, zawierających nazwę gatunku lub podgatunku, dopuszcza się używanie nazw skróconych, w których opuszcza się człon rodzajowy, albo wymienia się tylko pierwszą literę nazwy odpowiedniego rodzaju, jeśli stosowanie tak skróconej formy nie będzie prowadzić do nieporozumień. W nazwach biozon opuszcza się termin takson.

3.2.8. Takson wskaźnikowy poziomu (wskaźnik biozony) jest to takson paleontologiczny użyty do nadania nazwy poziomowi biostratygraficznemu.

Do utworzenia nazwy biozony może być użyty jeden lub kilka taksonów wskaźnikowych, chociaż w przypadku niektórych odmian poziomów biostratygraficznych liczba taksonów wskaźnikowych jest z góry określona (por. z rozdz. 3.3). Ten sam takson paleontologiczny może być wskaźnikiem kilku poziomów

biostratygraficznych, reprezentujących różne ich odmiany, a także kilku poziomów stanowiących tę samą ich odmianę, których nazwy zawierają miana co najmniej dwóch taksonów wskaźnikowych.

Zasięg stratygraficzny taksonu wskaźnikowego nie musi pokrywać się z zasięgiem poziomu, któremu nadaje nazwę. Wyjątek stanowią te odmiany poziomów biostratygraficznych, w przypadku których tożsamość zasięgu stratygraficznego poziomu i określającego go taksonu wskaźnikowego wynika z definicji odpowiednich odmian poziomów biostratygraficznych i zasad tworzenia ich nazw.

3.3. ODMIANY POZIOMÓW

Wyróżnia się wiele odmian poziomów biostratygraficznych (biozon), bez wyraźnej hierarchii, tak typowej dla litostratygrafii czy chronostratygrafii. Ważniejsze lub częściej stosowane odmiany poziomów przedstawiono poniżej; dopuszcza się wyróżnianie w postaci formalnych jednostek biostratygraficznych także innych, nie wyszczególnionych tu odmian (patrz: Kutek, 1972).

3.3.1. Poziom zasięgu taksonu (ang. *taxon-range zone*) obejmuje skały o zakresie stratygraficznym i zasięgu geograficznym odpowiadającym zakresowi stratygraficznemu i zasięgowi geograficznemu danego taksonu paleontologicznego. W skład nazwy poziomu zasięgu taksonu wchodzi nazwa taksonu paleontologicznego, na podstawie którego dany poziom został ustanowiony.

Zakres stratygraficzny danego taksonu w poszczególnych profilach stratygraficznych nie zawsze dorównuje jego całkowitemu zakresowi stratygraficznemu i zazwyczaj jest mniejszy od jego zakresu całkowitego (patrz rozdz. 5.8.).

Przykład: poziom zasięgu ammonoida *Desmoceras (Pseudouhligella) japonicum* w cennym Sachalinu (Yazykova, 2004, patrz również www.geo.uw.edu.pl/agg/table/pdf/54-2/yazykova.pdf).

3.3.2. Poziom współwystępowania taksonów (ang. *concurrent-range zone*) są to skały, w których łącznie występują dwa lub większa liczba taksonów paleontologicznych; nazwy tych taksonów, przynajmniej dwóch z nich, wchodzi w skład nazwy tego poziomu.

Przykład: poziom współwystępowania *Thalassiosira insigna* i *Thalassiosira vulnifica* (neogeerśkie okrzemki wód antarktycznych — Winter, Iwai, 2002, patrz również http://www-odp.tamu.edu/publications/178_SR/chap_29/c29_5.htm).

3.3.3. Poziom zespołowy (zona zbiorcza; ang. *assemblage zone*) obejmuje skały, które charakteryzują się występowaniem określonego, naturalnego zespołu skamieniałości. W skład nazwy zony zbiorczej wchodzi nazwa lub nazwy jednego lub kilku taksonów charakteryzujących dany poziom.

Ta odmiana biozony stanowi przykład jednostki stratygraficznej określanej przez cechy charakterystyczne, natomiast bez precyzyjnej diagnozy, jako że do poziomu zespołowego mogą być zaliczane również te skały, w których występuje tylko część taksonów danego zespołu. Należy mieć na uwadze, że poziom zbiorczy nie jest określany jako poziom współwystępowania większej liczby taksonów.

Przykłady: (1) poziomy zespołowe utworzone na podstawie fauny kręgowców lądowych w grupie Beaufort permu i triasu południowej Gondwany: *Eodicynodon*, *Tapinocephalus*, itd. (Rubidge, red., 1995), poziomy zbiorcze kręgowcowe wydzielono również w permie przeduralskim, plejstocenie i holocenie NW Europy; (2) dolnodewoński brachiopodowy poziom zbiorczy *Spirifer pinyonensis* w Newadzie (Johnson, Niebuhr, 1976).

3.3.4. Poziom interwałowy (ang. *interval zone*) obejmuje utwory zawierające skamieniałości występujące między dwoma wskazanymi biohoryzontami. Do kategorii tej należą między innymi poziomy ścieśnione (ang. *partial-range zones*) odpowiadające poziomowi zasięgu określonego taksonu paleontologicznego, pomniejszonemu o zasięg stratygraficzny innego (zasięgi stratygraficzne, jeśli dwóch) taksonu. Wybrany takson, występujący w obrębie tego poziomu ścieśnionego, jest jego taksonem wskaźnikowym.

Przykłady: (1) wiele poziomów sporowych dewonu i karbonu z różnych obszarów określane jest jako *interval zones* lub *partial-range zones*; w spągu są one zazwyczaj definiowane przez pojawienie się taksonu wskaźnikowego, a w stropie przez pojawienie się kolejnego taksonu, definiującego zarazem spąg kolejnej strefy (Stroel i in., 1987); (2) podobnie ustalono większość zon otwornicowych górnej kredy doliny środkowej Wisły, np. poziom *Globotruncana arca* (Peryt, 1980).

3.3.5. Poziomy filogenetyczne (filozony; ang. *lineage zones*) to takie kolejne poziomy biostratygraficzne, które zostały ustanowione na podstawie taksonów paleontologicznych, stanowiących kolejne człony jednej linii ewolucyjnej. Takson paleontologiczny, który posłużył do ustanowienia poziomu filogenetycznego, jest jego taksonem wskaźnikowym.

Zanik danego taksonu paleontologicznego może nastąpić jednocześnie lub niejednocześnie z pojawieniem się taksonu paleontologicznego, który jest jego ewolucyjnym następcą. W pierwszym przypadku poziom filogenetyczny może zostać ustanowiony w taki sposób, iż jego zasięg stratygraficzny odpowiada całemu zasięgowi stratygraficznemu odpowiedniego taksonu paleontologicznego. Taki poziom filogenetyczny stanowi szczególnie przypadek poziomu zasięgu taksonu i może być nazwany filogenetycznym poziomem zasięgu taksonu (filogenetyczną zoną zasięgu taksonu). W drugim przypadku poziom filogenetyczny może zostać ustanowiony w taki sposób, iż jego zasięg stratygraficzny odpowiada tylko tej części zasięgu stratygraficznego odpowiedniego taksonu paleontologicznego, która nie pokrywa się z zasięgiem stratygraficznym taksonu paleontologicznego.

nego, będącego jego ewolucyjnym następcą. Taki poziom filogenetyczny stanowi szczególnie przypadek poziomu ścięsnionego i może być nazwany filogenetycznym poziomem ścięsnionym (filogenetyczna zona ścięsniona).

Przykład: zony późnodewońskiej sekwencji filogenetycznej konodontów z rodzajów *Mesotaxis*, *Palmatolepis* i *Siphonodella* (patrz: Ziegler i Sandberg, 1990, 1994).

3.3.6. Poziom rozkwitu (ang. *acme zone* lub *abundance zone*) obejmuje te utwory geologiczne, w których określony takson paleontologiczny jest szczególnie licznie reprezentowany. Takson ten jest wskaźnikiem poziomu.

Poziomy rozkwitu mają przeważnie znaczenie lokalne, gdyż obfitość danego taksonu uwarunkowana jest na ogół czynnikami lokalnymi: paleobiologicznymi, tafonomicznymi, bądź diagenetycznymi.

3.3.7. Jako międzypoziom jałowy i śródpoziom jałowy mogą być wyróżniane niektóre skały nie zawierające skamieniałości. Są to jednostki stratygraficzne nieformalne, toteż nie ustanawia się wiążących zasad tworzenia ich nazw.

3.3.7.1. Międzypoziom jałowy (interzona jałowa) obejmuje utwory geologiczne nie zawierające skamieniałości, a występujące między dwoma poziomami biostratygraficznymi. Nazwa międzypoziomu może być złożona z terminu międzypoziom jałowy i nazw taksonów wskaźnikowych poziomów biostratygraficznych — podścielającego i nadległego; jako pierwsza powinna zostać wymieniona nazwa wskaźnika poziomu podścielającego.

3.3.7.2. Śródpoziom jałowy (intrazona jałowa) obejmuje utwory geologiczne pozbawione skamieniałości, zawarte w obrębie jakiegoś poziomu biostratygraficznego.

3.4. USTANAWIANIE NOWYCH I REWIZJA STARYCH POZIOMÓW

3.4.1. Ustanowienie nowego poziomu biostratygraficznego (biozony) wymaga przeprowadzenia procedur podobnych do opisanych wyżej (rozdział 1.11), z tą różnicą, że nie jest konieczne ustanawianie stratotypów biozony czy jej granic, zaś wydaje się celowe zamieszczenie ilustracji i ewentualnie opisów najważniejszych taksonów, definiujących i charakteryzujących daną biozonę.

Wydaje się, że to gatunek, jako podstawa wydzielenia i charakterystyki poziomu, powinien stanowić wzorzec dla biostratygrafii. Przez analogię, holotyp dla biostratygrafii miałby podobne znaczenie jak stratotyp dla litostratygrafii czy chronostratygrafii. Z drugiej strony podkreślimy niewystarczające znaczenie holotypu dla opisu gatunku: jakże często jako holotyp desygnowany jest izolowany okaz, bez wystarczającej znajomości innych okazów tego gatunku, a często rów-

niez bez dokładnej znajomości pozycji stratygraficznej osadu, z którego okaz ten pochodzi. Takie holotypy i takie gatunki nie nadają się do celów biostratygrafii.

3.4.2. Rewizja poziomu podlega ogólnym regułom rewizji jednostek stratygraficznych (rozdział 1.12).

W szczególności rewizje systematyki taksonów przewodnich, bądź też zmiana poglądów na ich zasięgi stratygraficzne, mogą być przyczyną jeśli nie odrzucenia wcześniejszej rozpoziomowania (biozonacji), to w każdym razie jego rewizji. Gdy nazwa taksonu paleontologicznego, który jest taksonem wskaźnikowym biozony, ulega zmianie zgodnie z zasadami nomenklatury zoologicznej lub botanicznej, odpowiedniej zmianie ulega również nazwa danej jednostki biostratygraficznej.

3.5. BIOSTRATYGRAFIA A LITO- I CHRONOSTRATYGRAFIA

3.5.1. Jednostki biostratygraficzne a jednostki litostratygraficzne. Granice ich są od siebie niezależne i pokrywają się tylko w niektórych przypadkach.

Jednostki litostratygraficzne są definiowane na podstawie kryteriów litologicznych i charakteryzują się wewnętrzną jednorodnością, to znaczy występowaniem w ich granicach jednego typu lub ograniczonej liczby powiązanych typów litologicznych. Jednostki biostratygraficzne są wyróżniane natomiast na podstawie skamieniałości występujących w skałach zazwyczaj w sposób rozproszony i reprezentujących różnorodne kombinacje wielu taksonów paleontologicznych. Dane skały powinny być zaliczane tylko do jednej formalnej jednostki litostratygraficznej określonego szczebla, podczas gdy możliwe, a często nawet pożądane jest zaliczanie tych samych skał do kilku różnych biozon.

3.5.2. Jednostki biostratygraficzne a jednostki chronostratygraficzne. Są to jednostki stratygraficzne odmiennych kategorii, a jednak często właśnie skamieniałości przewodnie są optymalnym narzędziem korelacji stratygraficznej, a także służą do ustanawiania, definiowania granic i charakteryzowania jednostek chronostratygraficznych.

Z drugiej strony pamiętać należy, że do danej jednostki chronostratygraficznej są zaliczane wszystkie skały powstałe w określonym przedziale czasu, także te bez skamieniałości, które posłużyły do zdefiniowania tej jednostki, lub nie zawierające skamieniałości w ogóle. Różnorodne dane biostratygraficzne są podstawowym elementem korelacji graficznej (patrz rozdz. 1.6.1.).

4. MAGNETOSTRATYGRAFIA

4.1. MAGNETOSTRATYGRAFIA JAKO NARZĘDZIE KORELACJI

Magnetostratygrafia lub stratygrafia magnetyczna jako narzędzia korelacji używa parametrów dawnego pola geomagnetycznego lub różnorodnych właściwości magnetycznych skał. Najczęściej stosowaną zmienną, związaną z oddziaływaniem dawnego pola jest **polarność pierwotnego kierunku namagnesowania** (tzn. kierunku związanego z czasem powstania skały). Polarność może być *normalna* (jeżeli w momencie utrwalenia namagnesowania północny biegun magnetyczny znajdował się w pobliżu północnego bieguna geograficznego) lub *odwrotna* (północny biegun magnetyczny znajdował się w pobliżu południowego bieguna geograficznego). Zapis odwróceń (inwersji) pola magnetycznego określony w profilu skał można skorelować z globalną geomagnetyczną skalą polarności (ang. GPTS — *geomagnetic polarity time scale*), co wiąże się z geochronologiczną kalibracją profilu. Korelacja z GPTS rzadko kiedy może być przeprowadzona za pomocą samej tylko magnetostratygrafii — jako narzędzia pomocniczego używa się innych metod stratygraficznych (np. datowań radiometrycznych, biostratygrafii, stratygrafii izotopowej, cyklostratygrafii lub stratygrafii sekwencji). GPTS jest wystarczająco kompletnie opracowana tylko dla ostatnich 165 mln lat, co jest związane z brakiem zapisu oceanicznych liniowych anomalii magnetycznych starszych niż środkowa jura (baton; patrz Gradstein i in., 2004).

4.2. ZMIANY NATĘŻENIA POLA GEOMAGNETYCZNEGO ORAZ PODATNOŚCI MAGNETYCZNEJ

Stratygrafia magnetyczna może wykorzystywać zmiany natężenia pola geomagnetycznego. Dotychczasowa metodyka umożliwia określenie ich w wymiarze bezwzględny tylko w skałach magmowych lub materiale poddanym obróbce termicznej (np. ceramice). Dzięki temu możliwe jest zastosowanie metodyki stratygrafii magnetycznej w archeologii (archeomagnetyzm). W skałach osadowych (np. w lessach) można rekonstruować wyłącznie zapis względnych zmian natężenia pola

geomagnetycznego. Również krótkookresowe (100–1000 lat) zmiany kierunku pola magnetycznego, zwane zmianami wiekowymi, są wykorzystywane do korelacji osadów holocenu i najmłodszego plejstocenu, jednak tylko w skali regionalnej.

Inne rodzaje stratygrafii magnetycznej opierają się na zmianach parametrów petromagnetycznych, najczęściej podatności magnetycznej lub bezhisterezowej pozostałości magnetycznej). Krzywe zmian podatności magnetycznej są podstawą podziału klimatostratygraficznego czwartorzędowych sekwencji lessowych, gdyż zmiany podatności magnetycznej nawiązują, w tym przypadku, wprost do wahań klimatycznych zapisanych w oceanicznych krzywych izotopowo-tlenowych (Evans, Heller, 1995). W utworach morskich zmiany podatności magnetycznej o dużej amplitudzie i długim okresie wiążą się zwykle z globalnymi wahaniami poziomu morza, gdyż wzbogacenie w nośniki tej podatności, przede wszystkim w detrytyczny magnetyt, towarzyszy silnej erozji kolejnych fragmentów ładu w trakcie regresji. Cykliczne zmiany podatności magnetycznej o małej amplitudzie (Crick i in., 2002) są przeważnie odzwierciedleniem oscylacji klimatycznych.

4.3. NAZEWNICTWO

Podane definicje jednostek magnetostratygraficznych odnoszą się zasadniczo do stratygrafii magnetycznej opartej na zmianach polarności kierunku pola geomagnetycznego. Inne rodzaje stratygrafii magnetycznej nie wykreowały odrębnego zbioru pojęć i, jak na razie, używają terminów zapożyczonych z magnetostratygrafii polarności, oczywiście inaczej je definiując.

4.3.1. Podstawową jednostką magnetostratygraficzną jest magnetozona (lub zona magnetyczna), rozumiana jako pakiet skał wykazujących określoną polarność namagnesowania. Magnetozona może wykazywać jednolitą polarność normalną lub odwrotną, ale także polarność mieszaną. Przedział czasu (jednostka geochronologiczna) odpowiadający magnetozonie nazywa się magnetochroną. Długość typowej magnetochrony wynosi od 1 do 10 mln lat (zob. tab. 3). Krótsze odcinki czasowe nazywa się subchronami, a dłuższe super- lub megachronami. Odpowiadające im jednostki opisujące pakiety skalne określa się jako subzony (magnetosubzony) lub superzony magnetyczne (magnetosuperzony). Jednostek magnetostratygraficznych można używać także w sensie chronostratygraficznym i wtedy odnoszą się one do wszystkich skał na świecie powstałych w określonej magneto (sub- lub super-) chronie. Mówimy wtedy o (sub- lub super-) chronozonie. Na przykład, chronozona C1n (zobacz ryc. 2) obejmuje wszystkie skały z przedziału czasowego odpowiadającego magnetochronie C1n, to znaczy powstałe w ciągu ostatnich 0,78 mln lat.

Jednostkami, które nie mają statusu formalnego, choć niektórzy autorzy utożsamiają je z subchronami, są występujące w obrębie magnetozony C1n wycieczki geomagnetycz-

Tabela 3

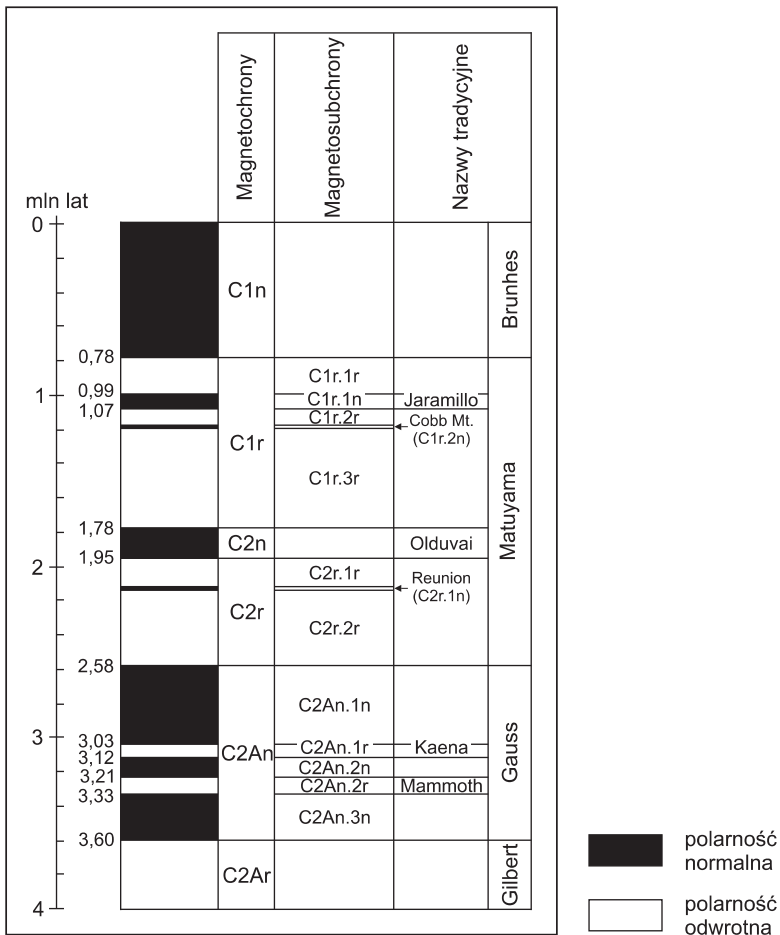
**Jednostki magnetostratygraficzne
oraz ich odpowiedniki geochronologiczne i chronostratygraficzne**
(Ogg, Smith, 2004)

Magnetostratygrafia	Geochronologia	Chronostratygrafia	Przeciętny czas trwania (lata)
Magnetomegazona	Megachrona	Megachronozona	10^8-10^9
Magnetosuperzona	Superchrona	Superchronozona	10^7-10^8
Magnetozona	Chrona	Chronozona	10^6-10^7
Magnetosubzona	Subchrona	Subchronozona	10^5-10^6
Kryptozona	Kryptochrona	Kryptochronozona	$< 3 \times 10^4$

ne (kryptochrony lub zdarzenia geomagnetyczne), czyli krótkotrwałe zmiany kierunku pola geomagnetycznego, czasem prowadzące do pełnej inwersji. Ze względu na krótkotrwałość (do 10 tys. lat) są one trudne do wykrycia, stanowią jednak potencjalnie użyteczne narzędzie korelacji stratygraficznej.

4.3.2. Nazewnictwo magnetozon jest generalnie ściśle związane z numeracją liniowych anomalii magnetycznych dna oceanicznego w porządku rosnącym, od najmłodszych do najstarszych. Dla odróżnienia, przed magnetozonami stawiamy litery C (przy magnetozonach kenozoicznych oraz kredowych młodszych od najniższego aptu) lub M (przy magnetozonach mezozoicznych w najniższym apcie i starszych). Zazwyczaj dodajemy też literę n lub r dla określenia czy mamy do czynienia z magnetozoną normalną (n) lub odwrotną (r). Tak np. magnetozona C2n to normalna magnetozona, odpowiadająca anomalii 2. Magnetozona normalna jest zawsze młodsza od magnetozony odwrotnej o tym samym numerze. Nazwy zon magnetycznych wyróżnionych w skałach starszych od batonu nie są sformalizowane. Poszczególni autorzy stosują własne, związane z konkretnym obiektem badań, nazewnictwo magnetozon.

Tradycyjnie najmłodsze jednostki magnetostratygraficzne w czwartorzędzie i pliocenie (ryc. 2) nazywamy nazwiskami znanych badaczy magnetyzmu



Ryc. 2. Geochronologia ostatnich 4 mln lat historii Ziemi na podstawie magnetostratygrafii (Ogg, Smith, 2004)

ziemskiego (np. magnetozona Brunhes = C1n). Pierwotnie miały one rangę „epok” lub chron, jednak obecnie mogą obejmować kilka magnetochron (np. dawna epoka odwrotnego namagnesowania Matuyama). Również niektóre magnetochrony i magnetosubchrony noszą nazwy utworzone od miejsc ich pierwszego wyróżnienia.

Przykład. Normalna magnetosubchrona Cobb Mountain (C1r.2n) została wyróżniona po raz pierwszy w jednym z potoków wulkanicznych w północnej Kalifornii (Mankinen i in., 1978). Przeprowadzone wówczas datowania metodą K-Ar wykazały wiek tej subchrony na $1,12 \pm 0,02$ mln lat. Późniejsze badania magnetostratygraficzne potwierdziły jej istnienie w rdzeniach osadów pobranych z Morza Karaibskiego oraz Północnego Atlantyku (Opdyke, Channell, 1996). Rekalibracja skali czasowej z końca lat 70. XX w. (Mankinen, Dalrymple, 1979), oparta na metodach astrochronologicznych oraz datowaniu metodą $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, ustaliła zasięg czasowy tej subchrony na 1,18 do 1,17 mln lat (Ogg, Smith, 2004).

5. CHRONOSTRATYGRAFIA

5.1. POJĘCIE CHRONOSTRATYGRAFII

Chronostratygrafia jest działem stratygrafii zajmującym się względnymi relacjami wiekowymi i określaniem wieku utworów geologicznych. Jednostki chronostratygraficzne to ciała skalne, warstwowane i niewarstwowane, które powstały w ściśle określonym interwale czasu geologicznego (ang. *time-rock units*). Przedziały czasu geologicznego, w których powstawały jednostki chronostratygraficzne (ang. *time units*), nazywamy jednostkami geochronologicznymi.

Relacje jednostek chronostratygraficznych do innych rodzajów jednostek stratygraficznych przedstawiono w tabeli 1.

Korelacja wiekowa (chronokorelacja) wiąże się z ustalaniem stosunków wiekowych między jednostkami wydzielonymi na różnych obszarach, przede wszystkim przez wskazanie odpowiedników granic chronostratygraficznych ustanowionych w stratotypach globalnych. W tym celu kompleksowo wykorzystuje się wszelkie możliwe przesłanki przybliżonej równowiekowości (izochroniczności) w geologii, poczynając od fizycznej ciągłości ciał skalnych (np. przez korelacje ławic) i cech litologicznych badanych bezpośrednio lub metodami geofizycznymi. Standardową metodą pozostaje wciąż korelacja biostratygraficzna. W przypadku prekambriu podstawę chronostratygrafii stanowią datowania radiometryczne. Z kolei korelowanie jednostek lokalnych w czwartorzędzie dokonywane jest na podstawie różnych kryteriów: zapisu stratygraficznego zmian klimatycznych, danych magnetycznych i izotopowych (^{14}C) — ta swoista kombinacja metod stratygraficznych przedstawiona zostanie w osobnym opracowaniu przygotowanym przez Komitet Badań Czwartorzędu PAN jako nowe wydanie „Zasad polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej czwartorzędu” (Mojski, red., 1988).

5.2. KLASYFIKACJA CHRONOSTRATYGRAFICZNA

Klasyfikacja chronostratygraficzna zajmuje się porządkowaniem następstwa skał w skorupie ziemskiej na podstawie ich wieku i stosunków czasowych. Celem tej klasyfikacji jest systematyczne uporządkowanie skał w jednostki obdarzone nazwami własnymi (jednostki chronostratygraficzne), odpowiadające interwałom czasu geologicznego (jednostki geochronologiczne), stanowiące punkt wyjścia do korelacji wiekowej skał z różnych obszarów i zarazem układ odniesienia (osnowę czasową) do rejestrowania zjawisk historii geologicznej. Ten cel jest realizowany dwutorowo w różnych skalach geograficznych:

5.2.1. Rozpoznanie lokalnych relacji wiekowych. Skorelowanie i określenie względnego wieku serii skalnych w profilach są podstawowymi elementami lokalnej i regionalnej geologii, niezależnie od odniesień tych utworów geologicznych do podziałów chronostratygraficznych o randze światowej.

5.2.2. Ustanowienie globalnej Standardowej Skali Chronostratygraficznej. Tę uniwersalną skalę stratygraficzną tworzy kompletne, systematycznie uporządkowane, hierarchiczne następstwo jednoznacznie zdefiniowanych i nazwanych jednostek chronostratygraficznych (tabela stratygraficzna; patrz: <http://www.stratigraphy.org>; Gradstein i in., 2004), możliwych do rozpoznania zarówno w skali regionalnej, jak i ogólnoswiatowej. W ten sposób utworzony został standardowy szkielet stratygraficzny, służący do określania wieku dowolnych ciał skalnych i odnoszenia wszystkich jednostek skalnych bezpośrednio do historii Ziemi w skali lokalnej, regionalnej i globalnej. Tak ustalone jednostki Standardowej Skali Chronostratygraficznej, bez względu na rangę, obejmują całościowo sekwencję stratygraficzną, bez luk wiekowych.

Prace nad Standardową Skalą Chronostratygraficzną (i zarazem geochronologiczną), według ściśle określonych procedur i standardów, odbywają się w podkomisjach i grupach roboczych Międzynarodowej Komisji Stratygrafii (*International Commission on Stratigraphy*), organu Międzynarodowej Unii Nauk Geologicznych (IUGS). Jej decyzje są publikowane w kwartalniku IUGS *Episodes* i zostały ostatnio podsumowane w aktualnej „Skali czasu geologicznego 2004” (Gradstein i in., 2004; <http://www.stratigraphy.org/scale04.pdf>).

5.3. JEDNOSTKI CHRONOSTRATYGRAFICZNE

Jednostki chronostratygraficzne to zespoły skał powstałe w określonym przedziale czasu geologicznego, czyli ograniczone przez izochroniczne powierzchnie i horyzonty, bez względu na charakterystykę i właściwości ciał skalnych. Ranga

hierarchiczna jednostki odzwierciedla długość przedziału czasu, w którym dane skały powstały, a nie ich miąższość.

5.4. HORYZONT CHRONOSTRATYGRAFICZNY

Horyzont chronostratygraficzny (**chronohoryzont**) to stratygraficzne powierzchnie lub granice (ang. *interface*), które najprawdopodobniej powstały jednocześnie na znacznych obszarach, w określonym momencie historii geologicznej (por. też rozdz. 6.6. — Stratygrafia zdarzeń). Chociaż teoretycznie chronohoryzont nie posiada miąższości, ten termin jest zwykle stosowany w odniesieniu do charakterystycznych, cienkich poziomów litologicznych, które powstały w na tyle krótkim czasie, że przy obecnych metodach datowań mogą być traktowane jako generalnie izochroniczne w granicach swego zasięgu geograficznego — dlatego stanowią dogodny narzędnik korelacji wiekowej. Chronohoryzonty są też często nazywane horyzontami (poziomami) przewodnimi, wiodącymi lub reperowymi (w literaturze anglojęzycznej: *marker horizons*, *key horizons*, *datums*, *time-surfaces*). Przykłady horyzontów o dużych walorach chronostratygraficznych to granice poziomów biostratygraficznych (biohoryzonty), ławice bentonitu (tonsteiny) powstałe w wyniku opadu pyłu wulkanicznego, pokłady fosforytowe i węglowe, horyzonty zmian polarności magnetycznej oraz wyznaczniki zmian innych parametrów geofizycznych (np. poziomy lub horyzonty sejsmiczne) i geochemicznych (np. anomalie izotopowe); ich użyteczności nie przekreśla fakt, iż nie są to na ogół powierzchnie jednakowego czasu (chronohoryzonty *sensu stricto*) w ścisłym znaczeniu tego słowa. Nazwa horyzontu powinna odzwierciedlać cechę, na podstawie której został wyróżniony.

Ekwiwalentem geochronologicznym chronohoryzontu jest moment (lub chwila, ang. *instant*), który nie ma określonej długości trwania w skali czasu geologicznego.

5.5. UKŁAD FORMALNYCH JEDNOSTEK CHRONOSTRATYGRAFICZNYCH

Konwencjonalny układ formalnych jednostek chronostratygraficznych (i ich geochronologicznych odpowiedników; tab. 1) w Standardowej Skali Chronostratygraficznej to kolejno od najmniejszych do największych: piętro (wiek), oddział (epoka), system (okres), eratem (era) i eonotem (eon).

Dalszy podział w obrębie jednostki chronostratygraficznej powinien oddawać względną pozycję ciał skalnych w profilu stratygraficznym przez określenia takie jak: najniższe, dolne, środkowe, górne i najwyższe, podczas gdy umiejscowienie w obrębie jednostek geochronologicznych wymaga informacji czasowych (najwcześniejsze, wczesne, środkowe, późne, najpóźniejsze).

5.6. PIĘTRO (i wiek)

Piętro jest podstawową jednostką Standardowej Skali Chronostratygraficznej, której zakres wiekowy i ranga są ustalone w celu sprostania praktycznym potrzebom korelacji w skali regionalnej. Piętro — jako najmniejsza jednostka standardowa — ma wymiar globalny i służy definiowaniu jednostek wyższej rangi.

5.6.1. Piętro to jednostka chronostratygraficzna niższego rzędu, reprezentująca stosunkowo niewielki interwał czasu geologicznego (**wiek** w skali geochronologicznej), zwykle od 2 do 10 milionów lat. Piętro może być podzielone na podpiętra i wchodzi w skład oddziałów.

5.6.2. Piętro jest definiowane poprzez jego **stratotypy granic** (ryc. 1), ustalone w ramach stratotypu globalnego, w pełnym zapisie — globalnego profilu i punktu stratotypowego (*Global Boundary Stratotype Section and Point*, GSSP; Cowie i in., 1986; patrz też: <http://www.stratigraphy.org/gssp.htm>). W praktyce tylko dolna granica piętra jest wyznaczana w stratotypie, gdyż jej strop definiuje stratotyp dolnej granicy piętra nadległego.

Granica piętra — jako określonego momentu w czasie geologicznym — powinna być punktowo umiejscowiona (umowny „złoty gwóźdź”) w profilu osadów zasadniczo ciągłych, najczęściej morskich (z wyjątkiem pięter bazujących na faunie ssaków w facjach kontynentalnych paleogenu i pięter glacialnych neogenu). W każdym przypadku stratotyp powinien charakteryzować się wyraźnymi horyzontami przewodnimi, przede wszystkim precyzyjnie rozpoznawalnymi granicami biozon i (lub) magnetozon, które można z łatwością wyznaczać i śledzić na dużych obszarach poza profilem stratotypowym jako powierzchnie zasadniczo izochroniczne (powierzchnie jednakowego czasu). W celu zwiększenia tego potencjału korelacyjnego w różnych facjach i prowincjach biogeograficznych należy stosować wszystkie możliwe wskaźniki identyfikacji czasowej, przede wszystkim poziomy biostratygraficzne oparte na różnych grupach skamieniałości. Jeśli wielkie zdarzenia w geologicznej historii Ziemi (np. eustatyczne zmiany poziomu morza czy masowe wymierania) mogą być rozpoznane jako punkty w zasadniczo ciągłej sukcesji osadowej, to stanowią one pożądaną uzupełniający atrybut punktu globalnej granicy w stratotypowym profilu.

Przykład takiego wyłącznie „zdarzeniowego” podejścia stanowi definicja granicy maszynicy z danem w spągu iltu granicznego w profilu El Kef, Tunezja, obejmująca anomalię irydową i poziom wielkiego wymierania (zanik otwornic, wapiennego nanoplanktonu, amonitów, dinozaurów etc.; patrz: <http://www.stratigraphy.org>; Keller i in., 1996).

5.6.3. Preferowana **nazwa piętra** powinna pochodzić od nazw geograficznych związanych z rejonem stratotypu lub obszaru typowego. W języku polskim zaleca

się używanie nazw bez angielskich końcówek „-ian” lub „-an” (np. ediakar zamiast ediakaran). Nazewnictwo wieków jest takie samo jak pięter.

5.6.4. Podpiętro jest wydzielane w obrębie piętra, przy czym podział ten może być kompletny lub niekompletny. Ściśle biorąc, geochronologicznym odpowiednikiem podpiętra jest podwiek, ale preferuje się po prostu wiek. Jednostkę tę również definiuje się za pośrednictwem stratotypów granic. Szereg sąsiednich pięter może być zgrupowanych w **nadpiętro**.

Zaleca się umiar w proponowaniu nowych podpięter i nadpięter w celu uniknięcia zbyt dużej komplikacji międzynarodowej nomenklatury stratygraficznej. Reguły nazewnictwa tych jednostek są takie same jak w przypadku pięter, ale dla podpięter stosuje się też tylko określenia względnej pozycji w obrębie piętra.

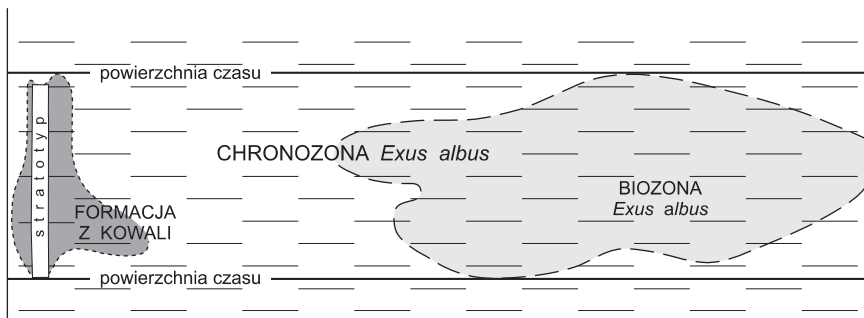
5.7. ZASADY I PROCEDURY

Zasady i procedury wyróżniania pozostałych jednostek Standardowej Skali Chronostratygraficznej są podobne jak w przypadku pięter i szczegółowo przedstawione w kodeksach międzynarodowych (Salvador, red., 1994; Murphy i Salvador, red., 1999) i poprzednim wydaniu *Zasad ...* (1975). Jednostki te są również definiowane przez ich stratotypy granic, odnoszące się do dolnych granic pięter Standardowej Skali Chronostratygraficznej, w ramach profilu i punktów korelacyjnych stratotypu granicy globalnej.

5.8. CHRONOZONA

Chronozona jest formalną jednostką chronostratygraficzną ustalaną niezależnie od opisanego schematu hierarchicznego (tab. 1). Obejmuje ciała skalne powstałe w interwale czasowym odpowiadającym określonej jednostce stratygraficznej (najczęściej lito- czy biostratygraficznej; ryc. 3) lub trwaniu zjawisk geologicznych (np. serii wulkanicznej rejestrującej epizod aktywności magmowej). Odpowiednikiem geochronologicznym chronozony jest **doła** (lub **chron**). Ich nazwy pochodzą od jednostki stratygraficznej, na podstawie której są wyróżnione, np. od przewodniego taksonu biozony czy członu geograficznego w nazwie formacji.

Chronozona, chociaż opiera się na określonych cechach zapisu kopalnego (zasięg przewodniego taksonu, rozprzestrzenienie litofacji, itd.), z definicji obejmuje również utwory geologiczne pozbawione tych cech. Również jej zakres wiekowy może się zmieniać wraz z lepszym rozpoznawaniem rozprzestrzenienia diagnostycznych przesłanek, jak też nie musi odpowiadać punktom czasowym w stratotypach jednostek ze względu na diachroniczność ich granic.



Ryc. 3. Relacje między chronozoną i biozoną (poziomem zasięgu), opartymi na tym samym taksonie wskaźnikowym (*Exus albus*), oraz jednostką litostratygraficzną (formacją z Kowali) z tego samego interwału wiekowego, której profil stratotypowy obejmuje tylko część zasięgu czasowego jednostki

Kolory jasno- i ciemnoszary oznaczają rozprzestrzenie, odpowiednio, diagnostycznej skamieniałości i facji osadowej odpowiadającej formacji

5.9. PRZYKŁADOWE DEFINICJE JEDNOSTEK STANDARDOWEJ SKALI CHRONOSTRATYGRAFICZNEJ

5.9.1. Definicje granic bazujące tylko na wskaźnikach biostratygraficznych (i magnetostratygraficznych)

Granica syluru z dewonem (= spąg oddziału dewonu dolnego i piętra lochkoku): najniższe wystąpienie graptolita *Monograptus uniformis* (powyżej ostatniego wystąpienia graptolita *Monograptus transgrediens*, a bezpośrednio poniżej wystąpienia trylobita *Walburgella rugulosa rugosa*) w profilu Klonk, SW od Prażi, Republika Czeska (<http://www.stratigraphy.org/sildev.htm>).

Martinsson A., red., 1977 – The Silurian–Devonian Boundary. *IUGS Series A*, **5**: 1–349.

Chlupáč I., Vacek F., 2003 – Thirty years of the first international stratotype: The Silurian–Devonian boundary at Klonk and its present status. *Episodes*, **26**: 10–15.

Granica karbonu z permem (= spąg cisuralu i asselska): najniższe wystąpienie konodonty *Streptognathodus isolatus* w linii ewolucyjnej *S. „wabaunsensis”*, poniżej wystąpienia otwornicy (fuzuliny) z rodzaju *Sphaeroschwagerina*, w profilu Aidaralash, pód. Ural, pón. Kazachstan (patrz <http://www.stratigraphy.org/carper.htm>).

Davydov V. I. i in., 1998 – Proposal of Aidaralash as Global Stratotype Section and Point (GSSP) for base of the Permian System. *Episodes*, **21**: 11–18.

Granica pliocenu z plejstocenem: bezpośrednio powyżej stropu magnetozyony C2n (Olduvai) i poziomu wymierania kokkolita *Discoaster brouweri* (spąg zony CN13). Dodatkowe wskaźniki biostratygraficzne to wapienne nanoskamieniałości *Cyclococcolithus* i *Geophyrocapsa* oraz otwornice planktoniczne *Globigerinoides* w profilu Vrica, Kalabria, Włochy (patrz <http://www.stratigraphy.org/pliple.htm>).

Aguirre E., Pasini G., 1985 – The Pliocene–Pleistocene Boundary. *Episodes*, **8**: 116–120.

5.9.2. Definicje granic oparte na różnych przesłankach stratygraficznych

Granica kambru z ordowikiem (= spąg dolnego ordowiku i tremadoku): (1) pierwsze wystąpienie konodonta *Iapetognathus fluctivagus*, które odpowiada spągowi poziomu konodontowego *Cordylodus lindstromi* i graptolitowego *Rhabdinopora flabelliforme*, poniżej wystąpienia najwcześniejszych gatunków planktonicznych graptolitów *Staurograptus dichotomus* i *Rhabdinopora praeparabola*, oraz (2) horyzont maksymalnych wartości pozytywnej anomalii izotopów węgla ($\delta^{13}\text{C}$), w profilu Green Point, zach. Nowa Fundlandia, Kanada (www.stratigraphy.org/camord.htm).

Cooper R.A. i in., 2001 – Global Stratotype Section and Point for base of the Ordovician System. *Episodes*, **24**: 19–28.

Granica franu z famenem (dewon górny): (1) pierwsze masowe wystąpienie konodonta *Palmatolepis triangularis*, bezpośrednio nad (2) horyzontem masowego wymierania (Górne Zdarzenie Kellwasser), powyżej którego całkowicie znikają konodonty *Ancyrodella* i *Ozarkodina* oraz goniatyty z rodzaju *Gephuroceratidae* i *Beloceratidae*, w profilu Coumiac, Montagne Noire, pld. Francja (www.stratigraphy.org/famen.htm).

Klapper G. i in., 1993 – Definition of the Frasnian/Famennian stage boundary. *Episodes*, **16**: 433–441.

Granica permu z triasem (= dolna granica eratemu mezozoicznego, oddziału dolnotriasowego i piętra indu): (1) najniższe wystąpienie konodonta *Hindeodus parvus* w linii ewolucyjnej *Hindeodus latidentatus*–*Hindeodus parvus*–*Isarcicella isarcica* oraz (2) horyzont wielkiej negatywnej anomalii izotopów węgla ($\delta^{13}\text{C}$), 1 m powyżej (3) horyzontu maksimum wymierania większości grup skamieniałości, w profilu Meishan, Zhejiang, pld. Chiny (www.stratigraphy.org/pertri.htm).

Yin H.F. i in., 2001 – The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Permian–Triassic boundary. *Episodes*, **24**: 102–114.

Stan zaawansowania prac nad standardową skalą czasu geologicznego w podkomisjach i grupach roboczych Międzynarodowej Komisji Stratygrafii jest obecnie odmienny w różnych podkomisjach (patrz: <http://www.iugs.org/iugs/drectory/es-subcom.htm>), a największe opóźnienia mają miejsce w chronostratygrafii mezozoiku — brak np. uzgodnionych stratotypów dla granicy triasu z jurą oraz jury z kredą (Gradstein i in., 2004). Z kolei niektóre podkomisje (np. dewońska; patrz: <http://sds.uta.edu/>) opracowują już definicje podpięter. Mimo ściśle określonych formalnych procedur i standardów, owa metoda umiejscawiania „złotych gwoździ” w globalnych stratotypach wciąż obfituje w praktyce w niejasności metodologiczne i kontrowersje (np. Aubry i in., 1999; Lazarev, 2003; Walsh, 2005) dotyczące, między innymi, koncepcji przewodniego gatunku skamieniałości i możliwości wykorzystania biostratygraficznych zdarzeń stratalnych w definiowaniu granic pięter (Racki, Wrzosek, 1989) czy potrzeby rewidowania stratotypów (np. syluru; Holland i in., 2003). Podstawowym ograniczeniem pozostaje trudność dokładnego radiometrycznego kalibrowania biohoryzontów i granic stratygraficznych (np. Kaufmann, 2006). Datowania nawet podstawowych granic wciąż charakteryzują znaczne rozbieżności i zakres błędu korelacyjnego przekracza wciąż milion lat dla większości granic paleozoiku i mezozoiku (patrz: <http://www.stratigraphy.org/scale04.pdf>). Na przykład, błąd datowania wynosi 4 mln lat dla granicy jura–kreda i 2,8 mln lat dla granicy sylur–dewon, ale nawet i te „oficjalne” daty bywają negocjowane (np. dla granicy perm–trias: 251 mln lat — Gradstein i in., 2004; 253 mln lat — Mundil i in., 2004). Opublikowanie najnowszej Skali Czasu Geologicznego (Gradstein i in., 2004) wywołało z kolei protesty środowiska geologów czwartorzędu, w związku z usunięciem tego systemu z tabeli stratygraficznej (np. Gibbard i in., 2005; Marks, 2005, 2006; Sankaran, 2005; patrz: <http://www.quaternary.stratigraphy.org.uk/>).

Jednostki chronostratygraficzne należy ustanawiać w sposób umożliwiający praktyczne zbadanie i przedstawienie rozwoju geologicznego mniejszych i większych regionów oraz Ziemi jako całości, toteż stanowią one ważne narzędzie międzynarodowej wymiany informacji stratygraficznych. Dlatego, w przypadku chronostratygrafii nie zaleca się formalnego wydzielania lokalnej lub regionalnej jednostki przy braku możliwości korelacji wiekowej danej serii skalnej z globalnym stratotypem (= Standardową Skalą Chronostratygraficzną). Ostatnio geolodzy brytyjscy (Zalasiewicz i in., 2004) proponują w ogóle uproszczenie tej dyscypliny stratygrafii przez ograniczenie terminologii tylko do jednostek geochronologicznych.

Obowiązująca tabela stratygraficzna wywodzi się z podziałów wprowadzonych w XIX wieku w Europie Zachodniej. Różnorodna natura przyjętych granic stała się ewidentna wraz z rozwojem innych niż tradycyjne (zonalne) metod biostratygraficznych i próbami nadania granicom bardziej naturalnego charakteru przez powiązanie z globalną stratygrafią zdarzeń; dotyczy to przede wszystkim wyznaczania reperowych punktów korelacyjnych, rozpoznawalnych już w trakcie prac terenowych (Walliser, 1985; Walliser, red., 1996). Można się spodziewać, że rosnąca kompleksowość metod stratygrafii (podejście holostratygraficzne — por. rozdz. 6) doprowadzi do rewizji podstawowych podziałów stratygraficznych. Taką próbę przedstawił Boucot jeszcze w 1983 roku: na podstawie następstwa nierafowych zespołów morskich i uwypuklając znaczenie globalnych zdarzeń biotycznych, zwłaszcza epizodów masowych wymierań, jako naturalnych granic stratygraficznych, wyróżnił on w fanerozoiku dwanaście jednostek ekologiczno-ewolucyjnych, na ogół zasadniczo różnych od obecnie obowiązujących wydzieleni skali stratygraficznej.

6. INNE METODY STRATYGRAFII

Opisane w tym rozdziale metody obejmują różne podejścia do podziału, kategoryzacji i korelacji stratygraficznej, uwzględniające szerszy lub węższy zakres szczegółowych technik badawczych. Należą tu metody posługujące się danymi i technikami geofizycznymi, w tym sejsmicznymi (stratygrafia sejsmiczna), sedimentologicznymi (stratygrafia zdarzeń, s. sekwencji, cyklostratygrafia, allostratygrafia), petrologicznymi (chemostratygrafia), tektonicznymi (tektonostratygrafia), paleontologicznymi (stratygrafia zdarzeń) i innymi.

Część tych metod ma charakter zasadniczo obiektywny, opisowy (np. allostratygrafia, chemostratygrafia), ale większość zależy w dużej mierze od rozmaitych założeń uwzględniających interpretacje genetyczne. W przypadkach gdy kryteria klasyfikacyjne wiążą się z interpretacją (np. stratygrafia sekwencji, tektonostratygrafia, s. zdarzeń), nie jest wskazane wprowadzanie zasad klasyfikacji formalnej, tak jak to ma miejsce w przypadku lito- lub biostratygrafii (por. Narkiewicz, 2003).

Zasięg paleogeograficzny omawianych niżej podziałów stratygraficznych jest zróżnicowany. Niektóre, jak schematy allostratygraficzne lub jednostki tektonostratygraficzne, mają znaczenie lokalne lub co najwyżej w skali basenu sedimentacyjnego. Inne, np. stratygrafia sekwencji, mogą mieć charakter lokalny lub regionalny, ale uwarunkowania globalne (np. eustatyczne), jeszcze inne (cyklostratygrafia, niektóre przykłady stratygrafii zdarzeń i chemostratygrafii) mają nierzadko podłoże globalne i mogą służyć do konstruowania uniwersalnych schematów korelacyjnych. Należy pamiętać, że korelacyjna wartość wszystkich opisanych niżej metod, w swoim aspekcie wiekowym, zależy od kalibracji za pomocą innych, wcześniej opisanych metod stratygraficznych, w tym zwłaszcza biostratygrafii, metod datowania radiometrycznego i metod magnetostratygraficznych. Tym niemniej, po uwzględnieniu wszystkich możliwych danych wiekowych, niektóre z omawianych niżej metod mogą umożliwiać bardzo precyzyjne korelacje wiekowe (np. stratygrafia zdarzeń, cyklostratygrafia, chemostratygrafia), niekiedy znacznie przekraczające możliwości biostratygrafii.

6.1. JEDNOSTKI STRATYGRAFICZNE OGRANICZONE NIEZGODNOŚCIAMI

Podstawą wyróżniania i korelowania omawianej kategorii jednostek jest identyfikacja **powierzchni niezgodności** (ang. *unconformity*), określanych jako oddzielające ciała skalne powierzchnie reprezentujące znaczącą lukę sedymentacyjną (ang. *hiatus*) lub przerwę w następstwie stratygraficznym (ang. *gap*) (Salvador, red., 1994). Z reguły o niezgodności mówi się w przypadkach, gdy luka stratygraficzna jest na tyle duża, że mieści się w zakresie rozdzielczości datowań, np. biostratygraficznych. Do definiowania omawianych jednostek wykorzystuje się **niezgodności kątowe** (ang. *angular unconformity*) lub zgodne z warstwowaniem powierzchni **penankordancji** (ang. *disconformity*). Natomiast nie zaleca się uwzględniania powierzchni podrzędnych nieciągłości sedymentacyjnych (ang. *discontinuity*), które mogą mieć niewielki zasięg oboczny i reprezentują zazwyczaj krótkotrwałe przerwy w sedymentacji, o trudnym do ustalenia przedziale wiekowym.

Jednostka ograniczona powierzchniami niezgodności (ang. *unconformity-bounded unit*) jest definiowana jako ciało skalne oddzielone od dołu i od góry wyraźnie określonymi, czytelnymi niezgodnościami w następstwie stratygraficznym, o możliwie regionalnym i ponadregionalnym zasięgu. Wiele z najwcześniej wyróżnianych systemów, obecnie ustalonych w ramach Standardowej Skali Chronostratygraficznej, pierwotnie było jednostkami należącymi do omawianej kategorii. Wydzielenia te mogą obejmować różne jednostki lito- i biostratygraficzne, a ich zakres chronostratygraficzny może być szeroki — od podpiętra do kilku systemów. Granice tych jednostek są z reguły w mniejszym lub większym stopniu diachroniczne. Ważną cechą omawianych jednostek jest ich ogólnie obiektywny, opisowy charakter. W przeciwieństwie np. do podobnych wydzieleni stratygrafii sekwencji lub tektonostratygraficznych (por. pkt 3, 4 tego rozdz.), wyróżnianie jednostki ograniczonej powierzchniami niezgodności nie implikuje interpretacji genetycznej.

W II wydaniu „*International Stratigraphic Guide*” (Salvador, red., 1994) podstawową jednostkę tej kategorii określono jako **syntem** (ang. *synthem* z greki: *syn* — razem, współ-, *them* — osady czegoś; polskie tłumaczenie — współosady, osady współwystępujące). W miarę potrzeb syntem może być dzielony na subsyntemy lub łączony w większe jednostki — supersyntemy. W cytowanym przewodniku stratygraficznym rekomenduje się formalne definiowanie tych wydzieleni, z wykorzystaniem wszystkich zalecanych elementów tej procedury, podobnych jak np. przy ustalaniu formalnych jednostek litostratygraficznych.

Zbieżne z koncepcją jednostek ograniczonych niezgodnościami są **jednostki allostratygraficzne** (ang. *allostratigraphic units*), wprowadzone w północno-

amerykańskim kodeksie stratygraficznym (*North American Stratigraphic Code*, 1983). Jednostką allostratygraficzną jest ciało skalne o genezie osadowej, dające się kartować, definiowane i identyfikowane na podstawie ograniczających je powierzchni nieciągłości. Przesłanką, która spowodowała wprowadzenie do kodeksu amerykańskiego jednostek allostratygraficznych był aspekt praktyczny wynikający z konieczności kartowania wydzielen, które dużo łatwiej i dokładniej można było identyfikować nie na podstawie ich cech litologicznych (litostratygrafia), a ograniczających je powierzchni nieciągłości. Mogą one odpowiadać np. niezgodności erozyjnej, zmianie zabarwienia osadu, zmianie cech genetycznych, a nawet powierzchni geomorfologicznej (np. tarasy rzeczne). Granice jednostek allostratygraficznych mogą więc przebiegać w obrębie kompleksów o podobnej litologii, a same jednostki wykazywać zarówno w pionie, jak i w poziomie dużą zmienność charakterystyki wewnętrznej (cech fizycznych, chemicznych, paleontologicznych). Nieciągłości charakteryzują wprawdzie zmiany warunków depozycji, ale interpretacja genetyczna nie jest warunkiem koniecznym do wyróżniania nieciągłości.

Alloformacja (ang. *alloformation*) jest podstawową jednostką klasyfikacji allostratygraficznej. Alloformacja może być dzielona na alloogniwa. Alloformacje mogą być łączone w allogrupy. Zasady i procedury nazewnictwa jednostek allostratygraficznych są takie same jak dla jednostek litostratygraficznych.

W polskiej literaturze stratygraficznej syntemy nie są wydzielane, natomiast allogrupy i alloformacje bywają opisywane, np. w przypadku utworów lądowych czerwonego spągowca na Niżu Polskim (Karnkowski, 1986, 1987). Jednostki te, podobnie jak inne zbliżone (por. dalej), nie mają statusu formalnego. Wydaje się, że w większości przypadków wystarczające jest wyróżnianie formalnych jednostek litostratygraficznych wyższej rangi (formacja, grupa), które w świetle niniejszych „Polskich zasad ...” mogą być ograniczone niezgodnościami (por. rozdz. 2.). Stosowanie allostratygrafii może być użyteczne w przypadkach, gdy mamy do czynienia z jednorodnymi litologicznie ciałami skalnymi oddzielonymi powierzchniami nieciągłości. Przykładem są lądowe utwory deponowane w warunkach tektonicznej ruchliwości bloków podłoża. Innym przykładem, cytowanym przez Rawsona i innych (2002), są tarasy rzeczne.

6.2. STRATYGRAFIA SEJSMICZNA

Stratygrafia sejsmiczna obejmuje metody stratygraficznej interpretacji wyników sejsmicznych badań refleksyjnych, opracowane w latach 60. i 70. ubiegłego wieku dzięki rozwojowi polowych metod pomiarowych oraz zastosowaniu zaawansowanych, cyfrowych, przetworzeń danych pomiarowych (Krzywiec, 1993b). U podstaw rozwoju tej metodologii leżały potrzeby przemysłu naftowego, dla którego dokładne odwzorowanie wglębnej budowy geologicznej miało kluczowe zna-

czenie w poszukiwaniach złóż węglowodorów. Technika wykonywania profili sejsmicznych pozwala na śledzenie architektury depozycyjnej i struktur tektonicznych z maksymalną rozdzielczością ok. 10 metrów na głębokościach od dziesiątek metrów do kilku kilometrów. Dokładność badań geofizycznych w otworach wiertniczych jest o dwa rzędy wielkości większa, ale zaletą profilowań sejsmicznych jest ich duży zasięg powierzchniowy, sięgający setek kilometrów. Profile sejsmiczne znakomicie więc pokazują ciągłość horyzontów przewodnych oraz dwu- i trójwymiarową architekturę kompleksów skalnych, ale w mniejszym stopniu nadają się do studiów stratygraficznych w skali warstw czy lamin. Integracja geofizyki otworowej i sejsmiki znacznie podnosi dokładność badań stratygraficznych.

Rejestrowane refleksy sejsmiczne są wynikiem istnienia kontrastów cech akustycznych skał (impedancji) i zależą bezpośrednio od kontrastowych zmian w litologii. Analizowane na przekrojach **horyzonty sejsmiczne** ogólnie odzwierciedlają zatem stratyfikację i często traktowane są dla potrzeb praktycznych jako powierzchnie izochroniczne. Istnieją jednak wyjątki od tej zasady, obejmujące m.in. granice płynów formacyjnych (np. granicę ropa/gaz) lub poziomy oddzielające strefy o różnym zaawansowaniu diagenety (np. stopnia cementacji).

Analiza danych sejsmicznych pozwala na identyfikację oraz przestrzenną analizę ważnych granic stratygraficznych takich jak powierzchnie niezgodności i inne granice litostratygraficzne, a w niektórych przypadkach również chronostratygraficzne. Śledzenie powierzchni niezgodności i ich korelatywnych powierzchni zgodnego zalegania dało podstawę do wydzielenia sekwencji depozycyjnych i rozwoju stratygrafii sekwencji (por. rozdz.6.3; Payton, red., 1977).

Wysokiej jakości dane sejsmiczne służą ponadto do wydzielenia tzw. **facji sejsmicznych**, czyli pakietów refleksów sejsmicznych wyróżniających się konfiguracją, ciągłością, amplitudą i częstotliwością, a ponadto charakterystycznym przebiegiem przy kontaktach z innymi pakietami oraz specyficznymi prędkościami fali sejsmicznej. Wymienione cechy są interpretowane w kategoriach litologii, charakteru warstwowania i wzajemnych geometrycznych relacji ciał osadowych. Pozwalają one na wydzielenie jednostek o charakterze quasi-litostratygraficznym zwłaszcza w sytuacjach, gdy dane z otworów wiertniczych nie istnieją lub są niezadowolające. W połączeniu natomiast z danymi otworowymi umożliwiają ekstrapolację i korelację wydzielonych na ich podstawie jednostek litofacjalnych (litostratygraficznych).

Szczególnie ważnym elementem sejsmicznej analizy stratygraficznej i facjalnej jest charakterystyka różnorodnych typów kontaktów między zakończeniami ciągłych horyzontów sejsmicznych i ich pakietów a powierzchniami nieciągłości. Istnieje tu rozbudowana terminologia służąca analizie i interpretacji różnorodnych elementów architektury depozycyjnej (por. Krzywiec, 1993a, b; Porębski, 1996).

6.3. STRATYGRAFIA SEKWENCJI

Korzenie tej metodologii, intensywnie rozwijającej się w ostatnich dziesiątkach lat, tkwią w opracowaniach Slossa (podsumowanych w pracy z 1963 r.). W latach 40. i 50. ubiegłego stulecia wydzielał on w obrębie fanerozoiku kratonu północnoamerykańskiego tzw. **supersekwencje** w skali całych systemów, oddzielone powierzchniami niezgodności i interpretowane jako długotrwałe cykle transgresywno-regresywne. W kolejnych latach nastąpił szybki rozwój metod stratygrafii sejsmicznej (por. rozdz. 6.2) oraz sedymentologii i analizy facjalnej, który doprowadził do stworzenia przez Vaila i innych geologów naftowego koncernu EXXON zespołu metod określanых mianem **stratygrafii sekwencji** (Payton, red., 1977). Stratygrafia sekwencji szybko stała się jedną z głównych metod analizy architektury depozycyjnej w skali całych, początkowo głównie morskich, basenów sedymentacyjnych. Znalazła zastosowanie zarówno w poszukiwaniach naftowych, jak i w regionalnych badaniach podstawowych.

Według swoich twórców, stratygrafia sekwencji jest badaniem relacji między skałami w ramach szkieletu chronostratygraficznego, przy czym sukcesja skalna jest cykliczna i składa się z powiązanych genetycznie jednostek warstwowych — sekwencji i ciągów systemów depozycyjnych (Posamentier i in., 1988). Stratygrafia sekwencji uwzględnia opisowe cechy osadów — ich wykształcenie (litostratygrafia) oraz powierzchnie nieciągłości (allostratygrafia), ale interpretuje je w kategoriach systemów depozycyjnych i ich ciągów (modele sedymentologiczne i facjalne), a także granic sekwencji. W przeciwieństwie do „stacycznej” analizy facjalnej, stratygrafia sekwencji zakłada cykliczne zmiany głównych uwarunkowań rozwoju basenu sedymentacyjnego, a w szczególności przestrzeni dostępnej dla potencjalnej akumulacji osadu w basenie (**przestrzeń akomodacyjna** — ang. *accomodation space*). Ważną cechą opisywanej metodologii jest integracja danych sejsmicznych oraz różnorodnych danych z otworów wiertniczych i odsłoneń, w tym klasycznych danych lito-, bio-, chronostratygraficznych, a także sedymentologicznych i facjalnych.

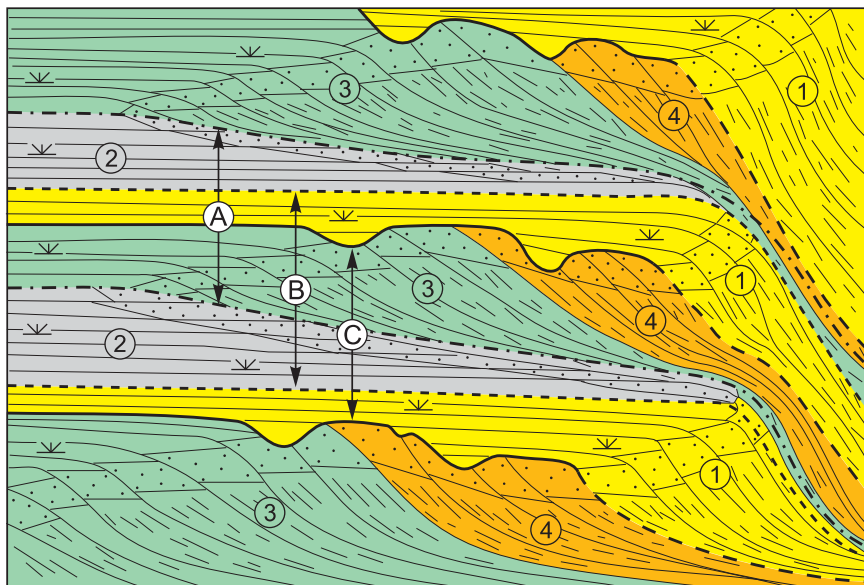
Podstawową jednostką jest **sekwencja depozycyjna** (ang. *depositional sequence*), określana jako relatywnie zgodna sukcesja powiązanych genetycznie utworów, ograniczona niezgodnościami i ich korelatywnymi powierzchniami zgodnego zalegania (ang. *correlative conformities*) (Mitchum, 1977). Sekwencja depozycyjna obejmuje zapis pełnego cyklu wahań względnego poziomu morza — od etapu obniżania się poziomu morza i stanu niskiego (ang. *lowstand*), przez etap transgresji, aż po stan wysoki (ang. *highstand*). Względna zmiana poziomu morza jest skutkiem łącznego wpływu eustatyki, subsydencji i akumulacji osadów.

Sekwencje depozycyjne reprezentują przedziały czasu odpowiadające piętom i podpiętom w podziale chronostratygraficznym (1–10 mln lat).

Podstawą wyróżniania sekwencji jest określanie i interpretacja **systemów depozycyjnych** (ang. *depositional systems*) — trójwymiarowych zespołów litofacji powiązanych ze sobą genetycznie i odzwierciedlających zasadnicze (paleo)geomorfologiczne rysy basenu sedimentacyjnego (np. platforma węglanowa, delta, stożek podmorski, równia basenowa). Kolejnym etapom rozwoju sekwencji odpowiadają **ciągi systemów depozycyjnych** (ang. *depositional systems tracts*). W obrębie sekwencji można wyróżniać jednostki niższego rzędu — **parasekwencje** (ang. *parasequences*). Są to relatywnie zgodne sukcesje powiązanych genetycznie warstw lub zespołów warstw, ograniczonych powierzchniami zalewu morskiego i ich korelatywnymi odpowiednikami (Van Wagoner i in., 1990). Z kolei, następstwa powiązanych genetycznie parasekwencji są niekiedy wyróżniane jako **zestawy parasekwencji** (ang. *parasequence sets*).

Początkowo model sekwencji depozycyjnych odnosił się głównie do morskich osadów klastycznych we względnie tektonicznie stabilnych środowiskach o stałej subsydencji — głównie pasywnych obrzeży kontynentów. W takich sytuacjach decydującą rolę w kształtowaniu przestrzeni akomodacji przypisywano eustatycznym wahaniom poziomu morza. Z czasem zaczęto jednak szerzej uwzględniać rolę ruchów tektonicznych podłoża basenu, w tym w zbiornikach o przewodze środowisk lądowych (np. ryfty kontynentalne). Zaczęto też adaptować zasady stratygrafii sekwencji dla specyficznych warunków autochtonicznej i szczególnie wrażliwej na klimat sedimentacji węglanowej i ewaporatowej.

Twórcy stratygrafii sekwencji od początku podkreślali jej chronostratygraficzne ramy i implikacje. W istocie, jednym z ważnych aspektów stratygrafii sekwencji jest konstrukcja schematów wiekowych obrazujących dwu- i trójwymiarowy rozkład systemów i sekwencji depozycyjnych w czasie, z uwzględnieniem luk erozyjnych i niedepozycyjnych. Uproszczone podejście, zakładające prymat czynników eustatycznych prowadziło jednak do nie zawsze uprawnionych korelacji wiekowych w skali ponadregionalnej, a także do konstruowania tzw. globalnych krzywych eustatycznych (np. Haq i in., 1988). Te ostatnie spotkały się z dość powszechną krytyką, przez niektórych badaczy niesłusznie utożsamianą z zakwestionowaniem całej metodologii stratygrafii sekwencji. Obecnie przeważa tendencja do oddzielania aspektów tej metody odnoszących się do analizy architektury depozycyjnej od jej implikacji chronostratygraficznych, zwłaszcza globalnych. Jednocześnie, znacznie ostrożniej podchodzi się do kwestii wyróżniania cykli o podłożu eustatycznym; m.in. bardziej rygorystycznie stosuje się metody kalibracji chronostratygraficznej w celu wykazania ponadregionalnej i (lub) globalnej synchroniczności granic sekwencji.



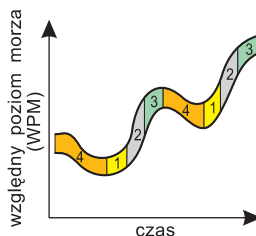
- osady lądowe
- piaski przybrzeża
- muły morskie
- powierzchnia maks. transgresji
- powierzchnia maks. regresji
- niezgodność subaeralna
- korelatywna zgodność

CIĄGI SYSTEMÓW DEPOZYCYJNYCH:

- ciąg systemów niskiego stanu WPM
- wymuszonej regresji
 - pryzmy niskiego stanu WPM
 - transgresywny
 - wysokiego stanu WPM

SEKWENCJE

- sekwencja genetyczna
- sekwencja T-R
- sekwencja depozycyjna



Ryc. 4. Schemat podziału przykładowej sukcesji osadowej na ciągi systemów depozycyjnych i różne rodzaje sekwencji (wg Helland-Hansen i Gjelberg, 1994, zmienione za Porębskim, 1996)

W ramach ogólnej metodologii stratygrafii sekwencji wyróżnia się, obok sekwencji depozycyjnych, także pokrewne jednostki określane jako cykle (sekwencje) transgresywno-regresywne (T-R) oraz, znacznie rzadziej, genetyczne sekwencje stratygraficzne (ryc. 4). **Cykl transgresywno-regresywny** (Johnson i in., 1985) obejmuje osady od początków zalewu morskiego po schyłkowe fazy regresji. Jednostki takie są szczególnie czytelne, a przez to użyteczne, w przypadku basenów epikontynentalnych charakteryzujących się stałą niewielką subsydencją. Zapis transgresji bywa tu szczególnie wyrazisty, a regresja wynika z przewagi sedymentacji nad subsydencją i nie wiąże się z nieciągłością erozyjną („granica sekwencji”). Identyfikacja granic sekwencji i systemów stanu niskiego (w rozumieniu klasycznej stratygrafii sekwencji) następuje w takich przypadkach dużo trudności. **Genetyczna sekwencja stratygraficzna** jest definiowana jako następstwo warstw zawartych między dwoma kolejnymi powierzchniami maksymalnej transgresji (Galloway, 1989).

6.4. TEKTONOSTRATYGRAFIA

Termin **tektonostratygrafia** jest wieloznaczny i kryją się pod nim różne podejścia metodologiczne. Jediną ich cechą wspólną jest uwzględnianie roli deformacji tektonicznych i aspektów stratygraficznych przy podziale kompleksów skalnych.

W polskiej literaturze regionalnej (np. Pożaryski, red., 1974) wyróżniane są **kompleksy strukturalne**, a w ich obrębie jednostki niższego rzędu — **piętra strukturalne**. Są to jednostki grupujące skały określonego wieku, często ograniczone powierzchniami niezgodności reprezentującymi etapy deformacji tektonicznych. Mówi się, np. o kompleksie strukturalnym waryscyjskim, obejmującym skały dewonu i karbonu zdeformowane w cyklu waryscyjskim (późny karbon), ograniczone od dołu niezgodnością kaledońską i ścięte powierzchnią niezgodności waryscyjskiej. Wyróżnianiu tego rodzaju jednostek towarzyszy założenie, iż powierzchnie niezgodności są uwarunkowane tektonicznie, a nie np. eustatycznie. Tak więc jednostki te mają charakter interpretacyjny i, w niektórych przypadkach, dyskusyjny. Przykładem dyskusyjnej jednostki jest „piętro pokrywowe takońskie” Gór Świętokrzyskich, ograniczone od dołu powierzchnią niezgodności związaną z tektoniczną fazą łysogórską (pogranicze lanwirnu i landeilu), a od góry — luką sedymentacyjną przypisywaną fazie takońskiej na granicy ordowiku z sylurem (Tomczyk w: Pożaryski, red., 1974). Według niektórych badaczy ta ostatnia granica nie ma uwarunkowań tektonicznych, a jest wyrazem globalnej regresji glacieustatycznej.

Według ostatniej edycji brytyjskich zasad stratygrafii (Rawson i in., 2002) „tektonostratygrafia opisuje wiekowe i przestrzenne stosunki skał sąsiadujących ze sobą na skutek ruchów tektonicznych”. Wyróżnia się tu takie jednostki, jak **terrany**, reprezentujące fragmenty skorupy ziemskiej oddzielone dużymi, zwykle przesuw-

czymi uskokami. **Terran hipotetyczny** („podejrzany” — ang. *suspect terrane*) odróżnia się od sąsiednich jednostek wyraźnie odmiennym następstwem stratygraficznym i historią tektoniczną, ale zarazem wzajemne relacje strukturalne są niejasne. **Terran egzotyczny** (ang. *exotic terrane*) jest jednostką, dla której można udowodnić znaczne przemieszczenie w stosunku do obecnego miejsca akrecji w skorupie ziemskiej. W polskiej literaturze geologicznej istnienie tego rodzaju jednostek zakłada się głównie w odniesieniu do strefy akrecji kaledońskiej lub orogenu waryscyjskiego (np. Dadlez i in., 1994; Aleksandrowski i Mazur, 2002). Istnieją też podrzędne jednostki należące do tej kategorii, określane w literaturze anglojęzycznej jako *division* lub *tract*. W literaturze polskiej najbliższe tak rozumianym jednostkom tektonostratygraficznym są jednostki tektoniczne wyróżniane w Karpatach (np. płaszczowina choczańska, jednostka magurska, łuska Bystrego).

6.5. CYKLOSTRATYGRAFIA

Termin cyklostratygrafia upowszechnił się w latach 80. XX wieku, ale pomysł, aby odpowiadające sobie cyklotemy skał osadowych traktować jako jednostki izochroniczne, funkcjonował prawie od początku XIX wieku, czyli od narodzin geologii jako nowoczesnej nauki. O ile wydzielenie cyklotemów nigdy nie stwarzało geologom trudności (niepokój budzi raczej łatwość, z jaką w każdej prawie sukcesji dostrzegane są elementy cyklicznie powtarzające się), o tyle zawsze wiele kontrowersji budzi wskazanie zjawisk odpowiedzialnych za cykliczność sedimentacji. W szczególnych przypadkach jest ona wiązana ze zmianami klimatycznymi (**klimatostratygrafia**) lub globalnymi zmianami poziomu morza (**eustatostratygrafia**), które z kolei mogą mieć podłoże klimatyczne (glacieustatyka) lub tektoniczne (tektonoeustatyka).

Klimatostratygrafia znajduje zastosowanie głównie w stratygrafii skał kenozoicznych, zarówno tych związanych z epoką zlodowaceń, jak i starszych (House i Gale, 1995; Shackleton i in., 1999). Rytm zmian klimatycznych, rozpoznany między innymi na podstawie zmienności litologicznej i paleontologicznej utworów kontynentalnych, został potwierdzony krzywymi zmienności paleotemperatur wód oceanicznych, odtworzonymi na podstawie analiz izotopów tlenu (chemostratygrafia, stratygrafia izotopowa, por. dalej). Teoretycznego uzasadnienia krzywych dostarczyła analiza parametrów ruchu orbitowego Ziemi, przedstawiona przez Milankoviča (1941). Przez niektórych badaczy cyklostratygrafia jest rozumiana w wąskim sensie właśnie jako metoda nawiązująca do cykli astronomicznych (Schwarzacher, 1993). Tak skonstruowana skala jest ciągła i wiarygodna w epokach młodszych niż paleogen, a najbardziej czytelny jej rytm jest związany z cyklami 100 tys. lat i 41 tys. lat. W epokach starszych cykle Milan-

koviča są rejestrowane, ale nie tworzą już tak ciągłej i regularnej skali. Wyjątkiem jest czas zlodowaceń karbońsko-permskich, kiedy to cyklostratygrafia, podobnie jak w plejstocenie, zapewnia wysoką rozdzielczość korelacji. Charakterystyczną cechą sedimentacji w tej epoce jest wyraźnie rejestrowany rytm o rząd wyższy niż w przypadku plejstocenu (400 tys. lat i 100 tys. lat).

Cykliczność obserwowana w osadach paleozoicznych i mezozoicznych jest wykorzystywana do ponadregionalnych korelacji sukcesji osadowych wtedy, kiedy jej geneza jest powiązana z eustatyką. Przekonujące udowodnienie tego związku jest jednak bardzo trudne. W praktyce, weryfikacji hipotezy dokonuje się metodą wykazania podobieństwa sukcesji cyklotemów pochodzących z odległych regionów (w szerszej, wyznaczonej biostratygraficznie jednostce czasu) lub przez wskazanie okresowości wahań poziomu morza, która odpowiada czasowym skalom cykli Milankoviča.

W najogólniejszym sensie i przy szerokim definiowaniu cyklostratygrafii, jej specyficzną odmianę stanowi opisana wyżej metoda stratygrafii sekwencji. Należy jednak podkreślić, że do tej pory nie dowiedziono przekonująco uwarunkowań mechanizmów eustatycznych, które byłyby odpowiedzialne za cykliczność sekwencji depozycyjnych, określaną też jako cykliczność 3. rzędu w skali globalnej (1–10 mln lat). Eustatyczne cykle długookresowe 1. rzędu (200–500 mln lat) i 2. rzędu (50–100 mln lat; supersekwencje Slossa), czytelne w zapisie osadowym kratonów, są zapewne spowodowane globalnymi czynnikami geotektonicznymi związanymi z powstawaniem i rozpadem superkontynentów oraz wahaniami dynamiki procesów spredingu. Z drugiej strony, cykle niższego rzędu (4. i 5. cykl Milankoviča) można przekonująco powiązać ze zmiennością parametrów orbity ziemskiej. Szczegółowe, globalne krzywe eustatyczne mają obecnie znaczenie głównie jako materiał porównawczy i wytyczne do badań. Wiele z nich dopiero w przyszłości może nabrać większego znaczenia dla precyzyjnej korelacji chronostratygraficznej.

W szczególnych typach sukcesji osadowych cyklostratygrafia może być podstawową metodą precyzyjnej korelacji, niezależnie od wątpliwości dotyczących jej uwarunkowań genetycznych. Odnosi się to m.in. do ewaporatowej sukcesji cechsztyńskiej w basenie środkowoeuropejskim (np. Wagner, 1994). Litologiczna wyrazistość cyklotemów, ich duża stałość i łatwość rozróżniania (z wyjątkiem brzeżnych partii basenu), przy braku precyzyjnych wskaźników biostratygraficznych sprawia, że korelacja cyklotemowa daje najdokładniejsze i najbardziej wiarygodne rozstrzygnięcia stratygraficzne.

6.6. STRATYGRAFIA ZDARZEŃ

W wyniku swoistej reakcji na wąsko pojęty aktualizm w naukach o Ziemi pojawiły się w drugiej połowie XX wieku tendencje „neokatastroficzne”, których wyrazem było zainteresowanie badaczy krótkotrwałymi zdarzeniami o powa-

źnych konsekwencjach dla rozwoju sedymentacji lub świata organicznego (por. Narkiewicz, 1989). **Zdarzenia geologiczne** można określić jako krótkotrwałe epizody wyjątkowych warunków środowiskowych panujących w skali regionalnej lub globalnej i pozostawiających w skałach zapis w postaci anomalii sedymentacyjnych, geochemicznych, faunistycznych i innych. Szeroko rozumiana **stratygrafia zdarzeń** jest prostym wykorzystaniem istnienia różnorodnego zapisu takich krótkotrwałych epizodów w skałach do ich precyzyjnej korelacji. Według pierwotnej koncepcji Agera (1983) stratygrafia zdarzeń (określana też jako stratygrafia „kwantowa”, „epizodyczna”) przywiązana była zasadniczo do zdarzeń sedymentacyjnych.

Niektóre ze zdarzeń mają charakter krótkotrwałych epizodów wyjątkowych warunków środowiskowych (warstwy: sztormowe, impaktowe, katastroficzne — ang. *convulsive geological events*), podczas gdy inne mogą się zaznaczyć się jako gwałtowna, ale nieodwracalna w krótkim okresie, zmiana reżimu depozycji. Anomalie mogą być zapisane jako epizody depozycyjne (warstwy przewodnie, w. charakterystyczne — ang. *keybeds, markerbeds*; por. chronohoryzonty w rozdz. 5.) lub epizody niedepozycyjne, a nawet erozyjne (nieciągłości, niezgodności). Istotną ich cechą jest gwałtowność zdarzenia rozpatrywana w geologicznej skali wiekowej oraz możliwie rozległy zasięg przestrzenny. Niektóre ze zdarzeń sedymentacyjnych, np. związane z powstawaniem osadów spływów grawitacyjnych, doskonale spełniają pierwszy z wymienionych warunków tworząc warstwy obce sekwencji (ang. *non-sequential beds*), lecz ich zasięg jest lokalny, a korelacja wątpliwa, tym samym nie spełniają więc swojego zadania stratygraficznego. W przypadku niektórych zdarzeń pojawia się problem subiektywizmu w ocenie krótkotrwałości i gwałtowności zdarzenia, a także możliwości identyfikacji zdarzeń powtarzających się cyklicznie.

Zapis czysto osadowy często znajduje swe odbicie także w raptownym rozwoju lub, przeciwnie, kryzysach świata organicznego (patrz: Walliser, red., 1996). Typowym przykładem takich zjawisk mogą być zdarzenia imigracyjne taksonu lub grupy taksonów, wywołane zanikiem barier oceanicznych czy modyfikacją układu prądów. Do tej grupy zdarzeń należą też okresy gwałtownego rozkwitu (obumierania), wywołane zmianami żyzności lub poziomu natlenienia wód (zdarzenia beztlenowe, ang. *anoxic events*). Częstokroć wśród zdarzeń natury biologicznej umieszczane są także klasyczne wielkie wymierania. Ich niewątpliwym walorem korelacyjnym jest globalny zasięg, lecz ze względu na ich wieloetapowość, zazwyczaj przekraczającą interwał poziomu biostratygraficznego, nie spełniają one stawianego „zdarzeniom” kryterium precyzji chronostratygraficznej (patrz jednak definicja granicy kreda–paleogen w rozdz. 5.6.2.).

Szczególnym przypadkiem zdarzeń biotycznych są zmiany dotyczące całego zespołu żyjącego w danym środowisku. Charakterystyką i następstwem kolejnych zespołów (biocenoz), ich ewolucją i zastosowaniem korelacyjnym zajmuje się ekostratygrafia, stojąca na pograniczu klasycznej biostratygrafii i stratygrafii zdarzeń. W przeciwieństwie do biostratygrafii nastawionej na dostarczanie rozwiązań w skali globalnej, ekostratygrafia może służyć jako dobre narzędzie korelacji i interpretacji zdarzeniowej, ograniczonej do określonego basenu sedymentacyjnego (Racki, 1993).

6.7. CHEMOSTRATYGRAFIA

Wśród procedur stratygrafii zdarzeń osobnym nurtem jest badanie geochemicznego zapisu osadów, głównie morskich, interpretowanego w kategoriach procesów o zasięgu regionalnym (np. wulkanicznych) lub ponadregionalnych zmian paleoceanograficznych w tym chemizmu wód, warunków klimatu i paleocyrkulacji. Dziedzina stratygrafii, która dla celów korelacji jednostek skalnych wykorzystuje różnorodne analizy geochemiczne jest określana jako **chemostratygrafia**. Zmiany w geochemicznej charakterystyce sukcesji osadowej mogą być związane, między innymi z pochodzeniem składników ziarnistych, środowiskiem depozycji lub zmianami diagenetycznymi. Metody chemostratygraficzne generalnie można sklasyfikować w dwóch kategoriach: w pierwszej z nich znajdują się techniki operujące analizą pierwiastków głównych i śladowych zawartych w skale lub w jej biogenicznych składnikach, w drugiej zaś wszystkie metody operujące analizami składu izotopowego, łączone czasami w dziedzinę **stratygrafii izotopowej**.

Wyniki badań zaliczonych do pierwszej z wymienionych kategorii zazwyczaj pozwalają na korelacje lokalne ograniczone do jednego basenu, obszaru alimentacyjnego lub rejonu oddziaływania szczególnego zjawiska przyrodniczego (por. np. Jenkyns i in., 2002). Przykładem tego typu procedury może być **tefrostratygrafia**, zajmująca się korelacją warstw popiołów wulkanicznych. O ile prosta korelacja poziomów, np. tufitów jest w zasadzie procedurą litostratygraficzną, o tyle w tefrostratygrafii dużą rolę diagnostyczną może odgrywać charakterystyka geochemiczna. Opisujący nurt chemostratygrafii początkowo zawęził swój zasięg do składników nieorganicznych, współcześnie coraz większego znaczenia nabierają również badania zachowanej w skałach materii organicznej (np. analiza zawartości węgla organicznego, ang. TOC — *Total Organic Carbon*).

Bardziej uniwersalne znaczenie mają wyniki analizy składu izotopowego minerałów, a niezwykle dynamiczny w końcowych latach XX wieku postęp technik analitycznych sprawił, że stratygrafia izotopowa należy do najszybciej rozwijających się dziedzin stratygrafii (por. Veizer i in., 1999). Podstawą metody jest

założenie, iż zmienny w czasie skład izotopowy wody morskiej (wraz z rozpuszczonymi w niej solami) lub atmosfery, a więc czynnik działający w skali globalnej, znajduje swój wierny zapis w elementach szkieletowych skamieniałości, w minerałach stanowiących wypełnienia cementacyjne lub po prostu w osadach. Liczne badania materiałów współczesnych i kopalnych wskazują, że najbardziej wiarygodnych danych dostarcza analiza skamieniałości kalcytowych, zwłaszcza ramienionogów i belemnitów, ale równie użyteczne potrafią być mikroskamieniałości fosforanowe (konodonty, zęby ryb). Kluczowe znaczenie dla poprawności i wiarygodności końcowych rezultatów analizy stratygraficznej zdają się mieć dwa aspekty:

- stan zachowania obiektów analizowanych, wykluczający zmiany diagenetyczne, maskujące pierwotny skład izotopowy (szczególnie w skałach węglanowych),
- wiarygodność krzywych wzorcowych, ilustrujących zmienność parametrów izotopowych w czasie.

O ile pierwszy z wymienionych czynników jest stosunkowo łatwo kontrolować metodami analitycznymi, o tyle weryfikacja poprawności drugiego z nich jest znacznie trudniejsza. Wiek obiektów, których cechy izotopowe składają się na kształt krzywych wzorcowych, zazwyczaj określany jest bowiem metodami biostratygraficznymi: im większa precyzja tej diagnozy, tym bardziej wartościowy wynik analizy geochemicznej. W tym kontekście szczególnego znaczenia nabierają badania izotopowe skamieniałości przewodnich, np. konodontów, które zapewniają bezpośrednie i stosunkowo dokładne odniesienie danych do skali biostratygraficznej.

Badania składu izotopowego fanerozoicznej wody morskiej najczęściej obejmują analizę trwałych izotopów węgla, tlenu i strontu. W kontekście stratygraficznym najbardziej znaczące są wyniki badań tego ostatniego pierwiastka (McArthur, 1998), czego wyrazem jest coraz powszechniejsze stosowanie **stratygrafii strontowej** (ang. SIS — *Strontium Isotope Stratigraphy*). Proporcja izotopów $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ zależna jest od zmiennej aktywności dwóch podstawowych źródeł strontu w wodzie morskiej: dostawy kontynentalnego materiału wietrzeniowego i wpływu podmorskiego systemu hydrotermalnego, skoncentrowanego w strefach spredingu. Pierwsze z wymienionych źródeł („impuls kontynentalny”) charakteryzuje się stosunkowo wysokim wskaźnikiem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (ok. 0,712), podczas gdy drugie („impuls płaszcz”) — znacznie niższym (ok. 0,703). Mieszanie się strontu z obydwu źródeł jest w oceanach bardzo szybkie (rzędu tysięcy lat), a bardzo długi okres wymiany strontu w wodzie morskiej (rzędu milionów lat) sprawia, że jest ona pod tym względem niezwykle homogeniczna w skali globalnej. Zmienny

w czasie udział obydwu wymienionych czynników, a zwłaszcza duże zróżnicowanie impulsu kontynentalnego sprawia, że wykres składu izotopowego względem czasu jest krzywą na tyle urozmaiconą i specyficzną, że możliwa jest w miarę jednoznaczna identyfikacja jej segmentów wiekowych.

Trudności w znalezieniu niezmienionego materiału badawczego oraz szybka zmienność wartości $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sprawiają, że metoda daje lepsze wyniki w skałach kenozoicznych i mezozoicznych niż w paleozoicznych. Stosunkowo najdokładniejsze datowania uzyskiwane są w okresach jednostajnej zmiany parametrów izotopowych, np. w okresie monotonnego spadku $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ we wczesnej jurze lub stałego wzrostu parametru strontowego (od 0,7077 do 0,7093) w czasie ostatnich 40 mln lat. Dokładność datowań uzyskanych w tym ostatnim okresie przewyższa dokładność datowań biostratygraficznych, co umożliwiło, między innymi zweryfikowanie izochroniczności granic oligoceńskich poziomów otwornicowych (Hess i in., 1989).

Nieco innej natury są wnioski stratygraficzne bazujące na badaniach składu izotopowego węgla ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) i tlenu ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$), określanego względem odpowiednich wzorców światowych przy pomocy współczynników $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$. Krzywe zmienności są w tych przypadkach ogólnie mniej zróżnicowane niż w przypadku strontu i znacznie mniejsza jest unifikacja wartości w skali światowej. Jednocześnie większa jest podatność na zmiany pierwotnego stosunku izotopowego w wyniku oddziaływań diagenetycznych i wpływ czynników regionalnych, m.in. w morzach epikontynentalnych. Istotną rolę odgrywa też proces frakcjonowania izotopów przez różne grupy organizmów. Pomimo tych zastrzeżeń gwałtowne zmiany na krzywych zmienności izotopów obydwu pierwiastków, rejestrujące zjawiska fenomenologiczne (istotne wahnięcia produktywności oceanu lub podmorskie erupcje metanu, odczytywane z krzywych węglowych bądź zmiany paleotemperaturowe, wynikające z interpretacji krzywych tlenowych), mogą być ważnym narzędziem korelacyjnym zarówno w skali lokalnej, jak i globalnej. Zjawiska te odpowiadają zazwyczaj kategorii zdarzeń geologicznych, a cała procedura ich wyróżniania wiąże się z paleoceanograficznym nurtem stratygrafii zdarzeń (Holser i in., 1996). Badania izotopów tlenu mają szczególne znaczenie dla odtworzenia historii zdarzeń klimatycznych ostatnich kilku milionów lat. Na krzywych izotopowych ostatnich 2,5 mln lat zarejestrowano około 100 stosunkowo regularnych wahań, pozwalających na wydzielenie pięter (stadiów) tlenowych. Piętra te określane są jako OIS (ang. *oxygen isotope stages*) lub MIS (ang. *marine isotope stages*), w zależności od źródła materiału izotopowego (odpowiednio: rdzenie lodowe lub mikrofauna, pochodząca z osadów den oceanicznych). Wydaje się, że postęp w badaniach tego typu pozwoli rozszerzyć tę skalę, co najmniej do granicy miocenu i pliocenu.

6.8. HOLOSTRATYGRAFIA

Wyrazistą tendencją współczesnej stratygrafii jest integracja poszczególnych jej nurtów w celu osiągnięcia jak najwyższej rozdzielczości wiekowej, przy korelacji w różnych skalach przestrzennych — od lokalnej po globalną. Podejście takie jest określane mianem **stratygrafii zintegrowanej** (w ujęciu Brennera i McHargue'a, 1988) lub **holostratygrafii** (np. Walliser, red., 1996; Rawson i in., 2002). Przykładem podejścia holostratygraficznego jest korelacja wysokiej rozdzielczości (HIRES – *High-Resolution Correlation*) wprowadzona w północno-amerykańskiej kredzie przez zespół Kauffmana (np. Kauffman i in., 1991). Innym przykładem jest program „Holostratigraphy” realizowany przez Brytyjską Służbę Geologiczną (Allen i Rawson, 1998).

Praktycznym wyrazem tej tendencji jest między innymi tworzenie zbiorczych wzorców stratygraficznych (ang. *composite standards*) lub zbiorczych profili stratygraficznych (ang. *composite standard sections*). Są one zestawiane i udoskonalane z użyciem metody korelacji graficznej (Shaw, 1964), na podstawie różnorodnych danych, w tym biostratygraficznych, tefrostratygraficznych, poziomów zdarzeniowych i innych (por. rozdz. 1.6.1.). Uzyskiwane efekty korelacyjne znacznie przewyższają dokładnością możliwości innych metod stratygraficznych, zwłaszcza w skali geograficznie ograniczonej, choć potencjalnie mogą mieć nawet zasięg globalny.

LITERATURA

- AHLBERG P., 2003 — Trilobites and intercontinental tie points in the Upper Cambrian of Scandinavia. *Geol. Acta*, **1**, 1: 127–134.
- AGER D.V., 1983 — The nature of the stratigraphical record. Macmillan Press, II wyd. popr. London.
- AGUIRRE E., PASINI G., 1985 — The Pliocene–Pleistocene Boundary. *Episodes*, **8**: 116–120.
- ALEKSANDROWSKI P., MAZUR S., 2002 — Collage tectonics in the northeasternmost part of the Variscan Belt: the Sudetes, Bohemian Massif. *W: Palaeozoic amalgamation of Central Europe* (red. J. Winchester, T. Pharaoh, J. Verniers). *Geol. Soc., London, Sp. Publ.*, **201**: 237–277.
- ALEXANDROWICZ S.Z., BIRKENMAJER K., BURCHART J., CIEŚLIŃSKI S., DADLEZ R., KUTEK J., NOWAK W., ORŁOWSKI S., SZULCZEWSKI M., TELLER L., 1975 — Zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej. *Instr. Met. Bad. Geol.*, **33**.
- ALLEN P., RAWSON P.F., 1998 — HOLOSTRAT – A web-based talk shop for stratigraphers. *Geoscientist*, **8**, 11: 14.
- AUBRY M.P., BERGGREN W.A., VAN COUVERING J.A., STEININGER F., 1999 — Problems in chronostratigraphy: Stages, series, unit and boundary stratotypes, global stratotype section and point and tarnished golden spikes. *Earth-Sc. Rev.*, **46**: 99–148.
- BOUCOT A.J., 1983 — Does evolution take place in an ecological vacuum? *J. Paleont.*, **57**, 1: 1–30.
- BRENNER R.L., MCHARGUE T.R., 1988 — Integrative Stratigraphy. Concepts and Applications. Prentice-Hall, Englewood Cliff, N.J.
- CHLUPAČ I., STORCH P., 1997 — Zasady české stratifikační klasifikace (3. vyd.). Vest. Česk. Geol. Ústavu, **72**, 2: 193–204.
- CHLUPAČ I., VACEK F., 2003 — Thirty years of the first international stratotype: The Silurian–Devonian boundary at Klonk and its present status. *Episodes*, **26**: 10–15.
- COOPER R.A., NOWLAN G.S., WILLIAMS S.H., 2001 — Global Stratotype Section and Point for base of the Ordovician System. *Episodes*, **24**: 19–28.
- COWIE J.W., ZIEGLER W., BOUCOT A.J., BASSETT M.G., REMANE J., 1986 — Guidelines and statutes of the International Commission on Stratigraphy (ICS). *Courier Forsch.-Inst. Senckenberg*, **83**: 1–14.
- CRICK R.E., ELLWOOD B.B., FEIST R., EL HASSANI A., SCHINDLER E., DREESSEN R., OVER D.J., GIRARD C., 2002 — Magnetostratigraphy susceptibility of the Frasnian/Famennian boundary. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **181**: 67–90.
- DADLEZ R., KOWALCZEWSKI Z., ZNOSKO J., 1994 — Some key problems of the pre-Permian tectonics of Poland. *Geol. Quart.*, **38**, 2: 169–190.

- DAVYDOV V. I., GLENISTER B.F., SPINOSA C., RITTER S.M., CHEMYKH V.V., WARDLAW B.R., SNYDER W.S., 1998 — Proposal of Aidaralash as Global Stratotype Section and Point (GSSP) for base of the Permian System. *Episodes*, **21**: 11–18.
- GALLOWAY W.E., 1989 — Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *AAPG Bull.*, **73**: 125–142.
- GARLICKI A., 1994 — Formalne jednostki litostratygraficzne miocenu – formacja z Wieliczki (fm). *Prz. Geol.*, **42**, 1: 26–28.
- GIBBARD P.L., SMITH A.G., ZALASIEWICZ J.A., BARRY T.L., CANTRILL D., COE A.L., COPE J.C.W., GALE A.S., GREGORY F.J., POWELL J.H., RAWSON P.F., STONE P., WATERS C.N., 2005 — What status for the Quaternary? *Boreas*, **34**: 1–6.
- GRADSTEIN F.M., OGG J.G., SMITH A.G., red., 2004 — A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press.
- HAMMER O., HARPER D., 2005 — Paleontological Data Analysis. Blackwell Publishing.
- HAQ B.U., HARDENBOL J., VAIL P.R., 1988 — Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *W: Sea-level changes: an integrated approach* (C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Ross, C.A. Posamentier, J.C Van Wagoner). *SEPM Sp. Publ.*, **42**: 71–108.
- HEDBERG H., red., 1976 — International Stratigraphic Guide: A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. John Wiley & Sons. New York.
- HELLAND-HANSEN W., GJELBERG J.G., 1994 — Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy: a different perspective. *Sediment. Geol.*, **92**, 1: 31–52.
- HELLER F., EVANS M.E., 1995 — Loess magnetism. *Rev. Geoph.*, **33**, 2: 211–240.
- HESS J., STOTT L.D., BENDER M.L., KENNETT J.P., SCHILLING J., 1989 — The Oligocene marine microfossil record: age assessments using strontium isotopes. *Paleoceanography*, **4**, 6: 655–679.
- HOLLAND C. H., BASSETT M.G., RICKARDS R.B., 2003 — Stability in stratigraphy. *Lethaia*, **36**: 69–70.
- HOLSER T., MARGARITZ M., RIPPERDAN R.L., 1996 — Global isotopic events. *W: Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic* (red. O.H. Walliser): 63–88. Springer Verlag. Berlin.
- HOUSE M.R., GALE A.S., red., 1995 — Orbital forcing timescales and cyclostratigraphy. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **85**: 1–210.
- JENKYN H.C., JONES C.E., GROCKE D.R., HESSELBO S.P., PARKINSON D.N., 2002 — Chemostratigraphy of the Jurassic System: application, limitations and implications for palaeoceanography. *J. Geol. Soc. London*, **159**: 351–378.
- JOHNSON J.G., KLAPPER G., SANDBERG C.A., 1985 — Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **96**: 567–587.

- JOHNSON J.G., NIEBUHR W.W., 1976 — Anatomy of an assemblage zone. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **87**, 12: 1693–1703.
- KARNKOWSKI P.H., 1986 — Jednostki allostratygraficzne – propozycja nowych wydzie-
leń formalnych w polskiej klasyfikacji stratygraficznej. *Prz. Geol.*, **34**, 5: 255–257.
- KARNKOWSKI P.H., 1987 — Allostratygrafia a litostratygrafia czerwonego spągowca
w Polsce. *Kwart. Geol.*, **31**, 1: 43–56.
- KAUFFMAN E.G., ELDER W.P., SAGEMAN B.B., 1991 — High-resolution correlation:
a new tool in chronostratigraphy. *W: Cycles and Events in Stratigraphy* (red. G. Einsele,
W. Ricken, A. Seilacher): 795–819. Springer Verlag, Berlin.
- KAUFMANN B., 2006 — Calibrating the Devonian Time Scale; a synthesis of U-Pb
ID-TIMS ages and conodont stratigraphy. *Earth Sci. Rev.*, **76**: 175–190.
- KEITH O.M., LANE H.R., red., 1995 — Graphic Correlation (SEPM Short Course). Socie-
ty for Sedimentary Geology.
- KELLER G., LI L., MACLEOD N., 1996 — The Cretaceous/Tertiary boundary stratotype
section at El Kef, Tunisia: how catastrophic was the mass extinction? *Palaeogeogr. Pala-
eoclimatol. Palaeoecol.*, **119**: 221–254.
- KLAPPER G., FEIST R., BECKER R.T., HOUSE M.R., 1993 — Definition of the Fra-
nsian/Famennian stage boundary. *Episodes*, **16**: 433–441.
- KLAPPER G., 1997 — Graphic correlation of Frasnian (Upper Devonian) sequences in
Montagne Noire, France, and Western Canada. *W: Paleozoic sequence stratigraphy,
biostratigraphy, and biogeography; studies in honor of J. Granville (“Jess”) Johnson*
(red. G. Klapper, M.A. Murphy, J.A. Talent): 113–129. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **321**.
- KRZYWIEC P., 1993a — Stratygrafia sekwencyjna. *Prz. Geol.*, **41**, 10: 681–687.
- KRZYWIEC P., 1993b — Stratygrafia sejsmiczna. *Prz. Geol.*, **41**, 11: 745–751.
- KUTEK J., 1972 — Poziomy biostratygraficzne – zarys problematyki. *Post. Nauk Geol.*, **4**:
5–43.
- LAZAREV S.S., 2003 — The Golden Spike Method: A problem of geological and physical
time compatibility. *Stratigr. Geol. Correlation*, **11**, 5: 520–524.
- LEFELD J., 1985 — Kościeliska Marl Formation. *W: Jurassic and Cretaceous lithostratigra-
phic units of the Tatra Mountains* (red. J. Lefeld). *Stud. Geol. Pol.*, **84**: 77–79.
- MANKINEN E.A., DALRYMPLE G.B., 1979 — Revised geomagnetic polarity time scale
for the interval 0–5 m.y.b.p. *J. Geoph. Res.*, **84**: 615–626.
- MANKINEN E.A., DONNELLY J.M., GROMMÉ C.S., 1978 — Geomagnetic polarity
event recorded at 1.1 m.y. b.p. on Cobb Mountain, Clear lake volcanic field, California.
Geology, **6**: 653–656.
- MARCINOWSKI R., PIOTROWSKI J., PIOTROWSKA K., 2004 — Słownik jednostek
litostratygraficznych Polski. <http://slp.pgi.gov.pl>
- MARKS L., 2005 — Co dalej z czwartorzędem? *Prz. Geol.*, **53**, 5: 394–395.

- MARKS L., 2006 — Bitwy o czwartorzęd ciąg dalszy. *Prz. Geol.*, **54**, 8: 682–684.
- MARTINSSON A., red., 1977 — The Silurian–Devonian Boundary. *IUGS Series A*, **5**: 1–349.
- McARTHUR J.M., 1998 — Strontium isotope stratigraphy. *W: Unlocking the stratigraphical record. Advances in modern stratigraphy* (red. P. Doyle i M.R. Bennett): 221–241. John Wiley & Sons. New York.
- MILANKOVIĆ M., 1941 — Kanton der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitproblem. *Serbian Acad. Sc. Belgrad, Ed. Sp.*, **133**.
- MILACZEWSKI L., 1981 — Dewon południowo-wschodniej Lubelszczyzny. *Pr. Inst. Geol.*, **101**: 1–90.
- MILACZEWSKI L., ŻELICHOWSKI A.M., 1970 — Wgłębna budowa geologiczna obszaru radomsko-lubelskiego. *Przewodnik 42 Zjazdu PTGeol.*: 7–32.
- MITCHUM R.M., 1977 — Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 1: Glossary of terms used in seismic stratigraphy. *W: Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration* (red. C.E. Payton). *AAPG Mem.*, **26**: 205–212.
- MOJSKI J.E., red., 1988 — Zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej czwartorzędu. *Instr. Met. Bad. Geol.*, **47**.
- MUNDIL R., LUDWIG K.R., METCALFE I., RENNE P.R., 2004 — Age and timing of the Permian mass extinctions: U/Pb dating of closed-system zircons. *Science*, **305**: 1760–1763.
- MURPHY M. A., SALVADOR A., red., 1999 — International Subcommittee on Stratigraphic Classification of IUGS, International Commission on Stratigraphy; International Stratigraphic Guide; an abridged version. *Episodes*, **22**, 4: 255–271 [<http://www.episodes.org/backissues/224/255-271%20Murphy%20.pdf>].
- NARKIEWICZ M., 1989 — Geologia zdarzeń: rodowód problematyki. *Prz. Geol.*, **37**, 11: 533–537.
- NARKIEWICZ M., 2003 — Zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej — Czy zmieniać i co zmieniać? *Prz. Geol.*, **51**, 12: 1023–1026.
- NARKIEWICZ M., RACKI G., WRZOŁEK. T., 1990 — Litostratygrafia dewońskiej serii stromatoporoidowo-koralowcowej w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **34**: 433–456.
- NORTH AMERICAN STRATIGRAPHIC CODE, 1983 — *Am. Ass. Pet. Geol. Bull.*, **67**, 5: 841–875.
- OGG J.G., SMITH A.G., 2004 — The geomagnetic polarity time scale. *W: A Geologic Time Scale* (red. F.M. Gradstein, J.G. Ogg, A.G. Smith): 63–86. Cambridge University Press.
- OPDYKE N.D., CHANNEL J.E.T., 1996 — Magnetic Stratigraphy. International Geophysics Series, vol. 64. Academic Press. San Diego.
- PAYTON C.E., red., 1977 — Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration. *AAPG Mem.*, **26**: 1–516.

- PERYT D., 1980 — Planktic foraminifera zonation of the Upper Cretaceous in the Middle Vistula Valley, Poland. *Palaeont. Pol.*, **41**: 3–101.
- PORĘBSKI S.J., 1996 — Podstawy stratygrafii sekwencji w sukcesjach klastycznych. *Prz. Geol.*, **44**, 10: 995–1006.
- POSAMENTIER H.W., JERVEY M.T., VAIL P.R., 1988 — Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework. *W: Sea-level changes: an integrated approach* (C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C.Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross, J.C. Van Wagoner). *SEPM Sp. Publ.*, **42**: 109–124.
- POŻARYSKI W., red., 1974 — Budowa geologiczna Polski. Tektonika, cz. 1, Niż Polski. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- RACKI G. 1993 — Evolution of the bank to reef complex in the Devonian of the Holy Cross Mountains. *Acta Palaeont. Pol.*, **37**, 2-4: 87–182.
- RACKI G., WRZOLEK T., 1989 — Middle–Upper Devonian boundary: Ambiguous reality of its stratotype. *Courier Forsch.-Inst. Senckenberg*, **110**: 231–236.
- RAWSON P.F., ALLEN P.M., BRENCHLEY P.J., COPE J.C.W., GALE A.S., EVANS J.A., GIBBARD P.L., GREGORY F.J., HAILWOOD E.A., HESSELBO S.P., KNOX R.W., MARSHALL J.E.A., OATES M., RILEY N.J., SMITH A.G., TREWIN N., ZALASIEWICZ J.A., 2002 — Stratigraphical Procedure. Geological Society Professional Handbook Series. Geological Society of London.
- RUBIDGE B. S., red., 1995 — Biostratigraphy of the Beaufort Group (Karoo Supergroup). *Geol. Surv. South Africa, South African Comm. Stratigr., Biostratigr. Ser.*, **1**: 1–46.
- SADLER P.M., 2004 — Quantitative biostratigraphy: Achieving finer resolution in global correlation. *Ann. Rev. Earth and Planet. Sc.*, **32**: 187–213.
- SALVADOR A., red., 1994 — International Stratigraphic Guide: A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. 2 wyd. International Union of Geological Sciences & Geological Society of America [<http://www.stratigraphy.org/guide.htm>].
- SANKARAN A.V., 2005 — Recent revisions to the geologic time scale. *Current Science*, **89**, 7: 1074–1075 [<http://www.ias.ac.in/currsci/oct102005/1074.pdf>].
- SCHWARZACHER W., 1993 — Cyclostratigraphy and the Milankovitch theory. *Developments in sedimentology*, **52**, Elsevier.
- SHACKLETON N.J., McCAVE I.N., WEEDON G.P., red., 1999 — Astronomical (Milankovitch) calibration of the geological time-scale. *Phil. Trans. Royal Soc.*, **A 357**: 1731–2007.
- SHAW A.B., 1964 — Time in stratigraphy. McGraw-Hill. New York.
- SLOSS L.L., 1963 — Sequences in the cratonic interior of North America. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **74**, 2: 93–113.
- STREEL M., HIGGS K., LOBOZIAK S., RIEGEL W., STEEMANS P., 1987 — Spore stratigraphy and correlation with faunas and floras in the type marine Devonian of the Ardenne-Rhenish regions. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **50**, 3: 211–229.

- SZULCZEWSKI M., 1971 — Upper Devonian conodonts, stratigraphy and facial development in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, **21**, 1: 1–128.
- VAN WAGONER J.C., MITCHUM R.M., CAMPION K.M., RAHMANIAN V.D., 1990 — Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops. *AAPG Meth. Explor. Ser.*, **7**: 1–55.
- VEIZER J., ALA D., AZMY K., BRUCKSCHEN P., BUHL D., BRUHN F., CARDEN G.A.F., DIENER A., EBNETH S., GODDÉRIIS Y., JASPER T., KORTE C., PAWELLEK F., PODLAHA O.G. STRAUSS H., 1999 — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic sea water. *Chemic. Geol.*, **161**: 59–88.
- WAGNER R., 1994 — Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **146**: 1–71.
- WALLISER O.H., 1985 — Natural boundaries and Commission boundaries in the Devonian. *Courier Forsch.-Inst. Senckenberg*, **75**: 401–408.
- WALLISER O.H., red., 1996 — Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic. Springer Verlag. Berlin.
- WALSH S.L., 2005 — The role of stratotypes in stratigraphy. Part 1. Stratotype functions. *Earth Sc. Rev.*, **69**: 307–332.
- WINTER D., IWAI M., 2002 — Data report: Neogene diatom biostratigraphy, Antarctic Peninsula Pacific margin, ODP Leg 178 rise sites. *W: Proc. ODP, Sci. Results 178* (red. P.F. Barker, A. Camerlenghi, G.D. Acton, A.T.S. Ramsay). [http://www-odp.tamu.edu/publications/178_SR/chap_29/c29_5.htm].
- YAZYKOVA E., 2004 — Ammonite biozonation and litho-/chronostratigraphy of the Cretaceous in Sachalin and adjacent territories of Far East Russia. *Acta Geol. Pol.*, **54**, 2: 273–312.
- YIN H.F., ZHANG K.X., TONG J.N., YANG Z.Y., WU, S.B., 2001 — The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Permian–Triassic boundary. *Episodes*, **24**: 102–114.
- ZALASIEWICZ J., SMITH A., BRENCHLEY P., EVANS J., KNOX R., RILEY N., GALE A., GREGORY F.J., RUSHTON A., GIBBARD P., HESSELBO S., MARSHALL J., OATES M., RAWSON P., TREWIN N., 2004 — Simplifying the stratigraphy of time. *Geology*, **32**: 1–4.
- ZIEGLER W., SANDBERG C.A., 1990 — The Late Devonian Standard Conodont Zonation. *Courier Forsch.-Inst. Senckenberg*, **121**: 1–115.
- ZIEGLER W., SANDBERG C. A., 1994 — Conodont Phylogenetic-Zone concept. *Newslet. Stratigr.*, **30**, 2: 105–123.

PODZIAŁ CHRONOSTRATYGRAFICZNY

Podział jest oparty na skali „A Geologic Time Scale 2004” opracowanej i przyjętej przez Międzynarodową Komisję Stratygrafii (ICS; Gradstein i in., 2004). Uwzględniono późniejsze uzupełnienia, dotyczące głównie nowych pięter ordowiku i kambru oraz systemów proterozoiku, a także ratyfikowanych po 2004 r. globalnych profili i punktów stratotypowych (GSSP). Te ostatnie odpowiadają stanowi na 7 listopada 2006 r. (według oficjalnej strony internetowej ICS – www.stratigraphy.org). Podano rok ratyfikacji, miejscowość (nazwę profilu), nazwę regionu (na ogół) i kraj. Szczegółowe dane dotyczące GSSP podane są na stronie internetowej ICS. W przypadku czwartorzędu zastosowano się do rekomendacji grupy roboczej ICS i INQUA, zachowując to formalne wydzielenie w randze okresu/systemu (<http://www.stratigraphy.org/Q2.pdf>). Polskie nazewnictwo jednostek podano zgodnie z przygotowywaną do publikacji „Tabelą stratygraficzną Polski...” (Wagner, red., w przygotowaniu).

ERATEM	SYSTEM	ODDZIAŁ	PIĘTRO	GSSP	
KENOZOIK	Czwartorzęd	Holocen			
		Plejstocen			
	NEOGEN	Pliocen	Gelas	1985	Vrica, Kalabria, Włochy
			Piacenz	1996	Monte San Nicola, Sycylia, Włochy
		Miocen	Zankl	1997	Punta Piccola, Sycylia, Włochy
			Messyn	2000	Eraclea Minoa, Sycylia, Włochy
	Torton		2000	Oued Akrech, Rabat, Maroko	
	Serrawal		2003	Monte dei Corvi, Ankona, Włochy	
	Lang				
	Burdygał				
	PALEOGEN	Oligocen	Akwitan		
			Szat	1996	Lemme-Carrosio, koło Genui, Włochy
		Eocen	Rupel		
			Priabon	1992	Massignano, Ankona, Włochy
			Barton		
			Lutet		
			Ipr		
			Tanet	2003	Dababiya, koło Luxoru, Egipt
		Paleocen	Zeland		
			Dan	1991	El Kef, Tunezja

ERATEM	SYSTEM	ODDZIAŁ	PIĘTRO	GSSP
MEZozoik	KREDA	Górna	Mastricht	2001 Tercis-les-Bains, Landes, Francja
			Kampan	
			Santon	
			Koniak	
			Turon	
		Dolna	Cenoman	2003 Rock Canyon, Pueblo, Kolorado, USA
			Alb	2002 Mont Risou, Rosans, Haute-Alpes, Francja
			Apt	
			Barrem	
			Hoteryw	
			Walanżyn	
			Berias	
	JURA	Górna	Tyton	
			Kimeryd	
			Oksford	
		Środkowa	Kelowej	
			Baton	
			Bajos	
		Dolna	Aalen	
			Toark	
			Pliensbach	
			Synemur	
			Hetang	
TRIAS	Górny	Retyk		
		Noryk		
		Karnik		
	Środkowy	Ladyn	2005 Bagolino, Brescia, Włochy	
		Anizyk		
	Dolny	Olenek		
Ind		2001 Meishan, Zhejiang, Chiny		

ERATEM	SYSTEM	ODDZIAŁ	PIĘTRO	GSSP	
P A L E O Z O I K	PERM	Loping	Czangsing	2005	Meishan, Zheijang, Chiny
			Wuczaping	2004	Penglaitan, Guangxi, Chiny
		Gwadelup	Kapitan	2001	Nipple Hill, Teksas, USA
			Word	2001	Guadalupe Pass, Teksas, USA
			Road	2001	Stratotype Canyon, Teksas, USA
			Kungur		
		Cisural	Artinsk		
			Sakmar		
			Asselsk		
		KARBON	Pensylwan	Gżel	1996
	Kazimow				
	Moskow				
	Baszkir				
	Serpuchow			1996	Arrow Canyon, Newada, USA
	Missisip		Wizen		
			Turnej		
			Famen	1990	La Serre, Montagne Noire, Francja
			Fran	1993	Coumiac, Montagne Noire, Francja
			Żywet	1986	Col du Puech de la Suque, Mont. Noire, Francja
	DEWON	Środkowy	Eifel	1994	Jebel Mech Irdane, Tafilalt, Maroko
			Ems	1985	Wetteldorf, Eifel, Niemcy
		Dolny	Prag	1995	Zinzil'ban, Uzbekistan
			Lochkow	1989	Velká Chuchle, Praga, Czechy
				1972	Klonk, Barrandien, Czechy
				1984	Pozary, Barrandien, Czechy
	SYLUR	Przydol			
		Ludlow	Ludford	1980	Ludlow, Shropshire, Wlk. Brytania
			Gorst	1980	Ludlow, Shropshire, Wlk. Brytania
		Wenlok	Homer	1980	Whitwell Coopice, Shropshire, Wlk. Brytania
			Sheinwood	1980	Hughley Brook, Shropshire, Wlk. Brytania
		Landower	Telych	1984	Cefn Cerig, Landovery, Wlk. Brytania
			Aeron	1984	Trefawr, Landovery, Wlk. Brytania
Rhuddan			1984	Dob's Linn, Moffat, Wlk. Brytania	
ORDOWIK	Górny	Hirnant			
		Kat			
		Sandb	2002	Fågelsång, Skania, Szwecja	
	Środkowy	Darriwil	1997	Huangnitang, prowincja Zheijang, Chiny	
	Dolny	Floj	2002	Diabasbrottet, Västergötland, Szwecja	
	Tremadok	2000	Green Point, Nowa Fundlandia, Kanada		
KAMBR	Furong				
		Paibi	2003	Paibi, Hunan, Chiny	
	Seria 3				
	Seria 2				
	Seria 1				
		1992	Fortune Head, Nowa Fundlandia, Kanada		

		EONOTEM	ERATEM	SYSTEM	GSSP
P R E K A M B R	PROTEROZOIK	NEOPROTEROZOIK		EDIAKAR	2004 Enorama Creek, Göry Flindersa, Australia
				KRIOGEN	
				TON	
		MEZOPROTEROZOIK		STEN	
				EKTAS	
				KALYM	
				STATER	
		PALEOPROTEROZOIK		OROSIR	
				RIAK	
				SIDER	
	ARCHAİK	NEOARCHAİK			
		MEZOARCHAİK			
		PALEOARCHAİK			
EOARCHAİK					



ISBN 83-7372-914-3