

CZASOPISMO DLA NAUCZYCIELI

Geografia

W SZKOLE

Nr 3 MAJ/CZERWIEC 2012 333 (LXV) indeks 359149 CENA 18,50 Zł (w tym 5% VAT)

Bogata Północ – biedne Południe
rozwój społeczno-gospodarczy państw

**Wewnętrzny
ogień Ziemi**

**Kształcenie
przyrodnicze**

– metoda linii biogeograficznej

**Stulecie zdobycia
bieguna południowego**

BOLIWIA

– dach Ameryki Południowej

82080301205003

ISSN 0137-7566

05



9 770137 756200

Wewnętrzny ogień, czyli o tektonice płyt Ziemi

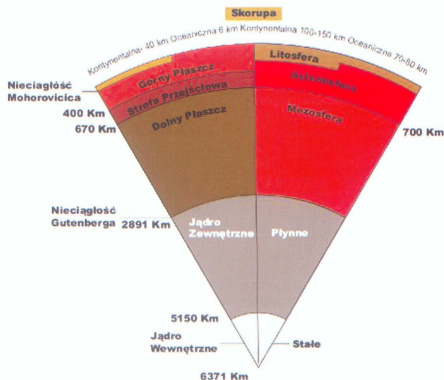
Rozważamy szczegółowo, co to jest skorupa Ziemi, jakiej jest grubości i kiedy się uformowała. Wyjaśnimy też, skąd się bierze ciepło wewnątrz Ziemi i jakie są skutki jego wydzielania się.

GRZEGORZ KARWASZ, JUSTYNA CHOJNACKA

Zakład Dydaktyki Fizyki UMK, Toruń

Znany jest fakt, że temperatura w miarę wzrostu głębokości rośnie. Tak zwany stopień geotermiczny¹ wynosi od 110–140 m w Johannesburgu i ok. 30 m w Toruniu (możne są tak zwane pompy ciepła, ogrzewające domy za pomocą ciepła z ziemi). Przyczyną, że Ziemia jest gorąca wewnątrz (przypuszczalna temperatura w jej środku wynosi ok. 5000 °C) są co najmniej dwie. Po pierwsze, Ziemia nie zdążyła wystygnąć – 4,567 mld lat² od jej uformowania się to w astronomicznej skali czasu zaledwie 1/3 czasu od Big Bangu, przewodność cieplna skał jest niska, a ich ciepło właściwe duże.

Po drugie, we wnętrzu Ziemi cały czas zachodzą rozpady promieniotwórcze, które wytwarzają duże ilości energii. Uran, którego zawartość w skorupie ziemskiej³, szacuje się na 0,0002% rozpada się z okresem połowicznego zniknięcia 4,51 mld lat, porównywalnym z wiekiem Ziemi (mówimy o izotopie ²³⁸U, którego zawartość w naturalnym uranie wynosi 99%). Ciepło uzyskane w reakcji rozpadu 1 g uranu poprzez długi szereg radioaktywnych w olów, dostarcza łącznie energii rzędu 100 tys. kWh. Połowa bilansu cieplnego pochodzącego z wnętrza Ziemi pochodzi więc z rozpadów promieniotwórczych; druga połowa to stygnięcie wnętrza⁴.



Rys. 1. Ziemia ma budowę warstwową. Poszczególne jej części różnią się znacznie nie tylko składem chemicznym, ale i np. gęstością (rys. K. Konieczna)

Ciepło wydzielone wewnątrz Ziemi powoduje wznoszenie się części materiału, czyli konwekcję. Konwekcja to ruch cieczy wskutek jej podgrzewania od dołu i wynikająca z tego podgrzewania różnicę gęstości. To konwekcja umożliwia szybkie podgrzanie wody w czajniku czy ogrzanie mieszkania

przez kaloryfery umieszczone pod oknami. Proces konwekcji dotyczy również Ziemi i powoduje zjawiska obserwowane w skorupie. Sam proces „wewnętrznego ognia” nie wystarczy jednak dla wyjaśnienia wszystkich tych zjawisk – rozsuwania się kontynentów, trzęsień ziemi i wybuchów wulkanów.

¹ Stopień geotermiczny – głębokość (mierzona w metrach), na której temperatura wzrasta o 1 °C.

² Zarówno wiek Ziemi, jak czas zestalenia się skał znany z dużą dokładnością dzięki badaniom zawartości różnych izotopów pierwiastków promieniotwórczych. Badając zawartość produktów izotopów ołowiu ²⁰⁸Pb i ²⁰⁷Pb wyznaczamy wiek Ziemi jako planety, ze względu stosunku izotopu hafnu ¹⁸²Hf i wolframu ¹⁸²W można wyznaczyć, kiedy metaliczny rdzeń Ziemi oddzielił się od płaszcza, za pomocą izotopów neodymu i samaru, ¹⁴³Nd, ¹⁴⁴Nd, ¹⁴⁷Sm, można określić wiek formowania się skał.

³ Wydawałoby się, że uran jako jeden z najcięższych pierwiastków powinien znajdować się w jądrze Ziemi. W rzeczywistości uran występuje w formie związków chemicznych, np. tlenków i znajduje się w skorupie i płaszczu Ziemi.

⁴ W skorupie i płaszczu Ziemi wydzielą się około 8 TW (terawat) energii z rozpadów uranu (²³⁸U), kolejne 8 TW z rozpadu toru (²³²Th) i 4 TW z rozpadu potasu (40 K). Dla porównania, cała produkcja energii elektrycznej na Ziemi ze wszystkich źródeł to około 10 TW.

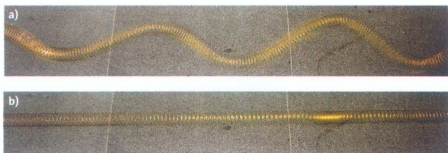
Niezbędny jest drugi warunek, niejednorodności w składzie i innych własnościach fizycznych (gęstości, ciepłe właściwym) materiału wewnątrz Ziemi.

Gigantyczne awokado

Bogactwo składu skorupy ziemskiej jest zadziwiające – znajdziemy w niej 90 ze 112 aktualnie znanych pierwiastków chemicznych. Pierwiastki te łączą się w związki chemiczne, w różnych proporcjach (samych rud żelaza w postaci tlenków Fe:O jest kilka), a także substancje o tym składzie chemicznym tworzą minerały różniące się formą krystaliczną⁵. Wewnątrz Ziemi zmienia się nie tylko temperatura i ciśnienie, ale przede wszystkich skład chemiczny materiału.

Struktura wewnętrzna Ziemi przypomina gigantyczny owoc awokado – zewnętrzna część składa się ze stosunkowo lekkich skał będących związkami chemicznymi, zawierających głównie krzem i tlen, wewnętrzna część – z żelaza, niklu z domieszką innych pierwiastków, np. wolframu, ale niewykullczone, ze również lekkich, jak krzem.

W opisie warstw w kuli ziemskiej używane są dwie, nieco odmienne terminologie. Pierwsza, używająca nazw



Fot. 1. Fale: a) poprzeczna i b) podłużna na sprężynie slinky

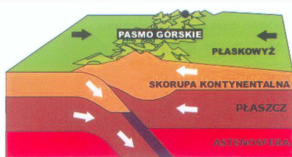
pochodzenia greckiego, dzieli kulę ziemską na kilka „słoi”. Najbardziej zewnętrzną warstwą to litosfera⁶, czyli „twarda kula”, sięgająca do głębokości 70–80 km pod oceanami i 100–150 km pod kontynentami. Pod nią leży astenosfera⁷, czyli warstwa „mięka”, sięgająca do głębokości około 700 km. To właśnie w astenosferze występują prądy konwekcyjne prowadzące do przemieszczania się magmy, jej podnoszenia się, wyciekania przez pęknięcia w skorupie ziemskiej, a w konsekwencji również do dryfu kontynentów. Pod astenosferą wydzielamy mezosferę (zwaną też dolnym płaszczem) aż do głębokości 2890 km.

Głębiej rozciąga się jądro, w zewnętrznej swej części w stanie ciekłym,

składające się przypuszczalnie z żelaza i niklu, w wewnętrznej części w stanie stałym z powodu wielkiego ciśnienia a składające się przypuszczalnie z czystego żelaza. Nieciągłość między dolną granicą płaszcza a górną granicą jądra ma miąższość kilku kilometrów i nazywana jest imieniem Beno Gutenberga (1889–1960). Promień jądra, około 3500 km to więcej niż połowa promienia Ziemi (6371 km). Ziemię można więc rzeczywiście przyrównać do gigantycznego owocu awokado, z dużą pestką w środku.

Po odkryciu w 1909 roku przez Mohorovičića nagłego skoku w prędkości propagacji fal sejsmicznych⁸ najbardziej zewnętrzną część litosfery nazywamy **skorupą** (ang. *crust*, czyli skórka od chleba). Jej grubość wynosi 30–60 km pod kontynentami (rys. 4) i do 8–10 km pod oceanami. Warstwę bezpośrednio poniżej powierzchni Moho nazywamy górnym płaszczem (ang. *upper mantle*). Górny płaszcz składa się ze skał w stanie stałym o większej gęstości (ok. 3,3 g/cm³) niż skorupa (ok. 3,0 g/cm³) – o przypuszczalnie nie tyle innym składzie chemicznym, co o innej strukturze krystalograficznej. Skorupa pływa więc po górnym płaszczu półpłynnym, jak kora po wodzie, a raczej jak kępy trawy po moczarach.

Górny płaszcz rozciąga się do głębokości około 400 km i uczestniczy w ruchu kontynentów. Warstwę aż do 670 km głębokości nazywamy strefą przejściową. Uzyskano ostatnio potwierdzenie, że „mieszanie” materiału skorupy odbywa się aż do tej głębokości – w Brazylii odkryto diamenty, które trafiły w swej geologicznej historii na głę-



Przykładem zderzenia dwóch płyt kontynentalnych jest uderzenie Indii w Azję, czy Włoch (Półwyspu Apenińskiego, odebranego od Afryki) w Europę. W obu przypadkach wypiętrzone góry są bardzo wysokie, co z kolei wynika też z ich głębokoego

„zanurzenia” w płaszczu – powierzchnia Moho znajduje się ponad 50 km pod powierzchnią referencyjnej geoidy. Oba typy gór składają się głównie z materiału „zdrapanego” z wierzchnich warstw mniejszej płyty, która wsuwa się pod większą. Te powierzchniowe warstwy składają się głównie ze skał osadowych (wapieni), opadłych na dna mórz we wcześniejszych okresach (np. w Alpach w erze mezozoicznej)^{*}.

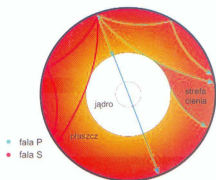
* W rejonie Himalajów płyta indyjska wsunęła się pod azjatycką na odległość 450 km, jak to pokazuje niedawna szczegółowa analiza danych sejsmograficznych. To głębokie wsunięcie nie tylko utworzyło najwyższe góry z materiału zdartego z Indii, ale uniosło w górę skorupę w rejonie Tybetu, tworząc najwyższy płaskowyż świata (rys. 8).

⁵ Przykładowo, tlenek krzemu, SiO₂ w zależności od ciśnienia i temperatury występuje w kilku postaciach krystalicznych, kwarcu, kryształitu, trydimitu itd.

⁶ Litosfera, gr. *lithos* – kamień, *sphaira* – kula.

⁷ Astenosfera, gr. *astēnēs* – słaby, geol. hipotetyczna część globu ziemskiego, leżąca bezpośrednio pod twardą zewnętrzną skorupą (litosferą), Słownik wyrazów obcych PWN, Warszawa 1972.

⁸ Na przykład pod Wyżyną Tybetu, na głębokości pomiędzy 60 a 75 km p.p.m. (pod powierzchnią morza), prędkość propagacji fal zmienia się od około 5,8 km/s do 7,8 km/s.



Rys. 2. Badania rozchodzenia się fal sejsmicznych ujawniają szczegóły budowy Ziemi m.in. cały szereg granic oddzielających obszary o różnych własnościach mechanicznych oraz płynne jądro. Kolorem niebieskim zaznaczono fale P, kolorem czerwonym fale S (rys. K. Konieczna)

bokość 700 km (lub tam powstały), a następnie powróciły na powierzchnię.

Informacji o istnieniu poszczególnych warstw dostarczają badania nad rozchodzeniem się fal sejsmicznych – powstających wskutek trzęsień ziemi, podziemnych wybuchów jądrowych, katastrof kopalnianych itd. W powietrzu (lub wodzie) rozchodzą się tylko fale podłużne, a w ciałach stałych – również poprzeczne. Różnice między tymi dwoma rodzajami fal pokazuje fotografia 1.

Prędkości fal poprzecznych i podłużnych rozchodzących się w ciałach stałych różnią się znacznie. Zależą one nie tylko od gęstości, ale także od sprężystości materiału (tzw. modułu Younga). Fale podłużne (takie jak fale dźwiękowe w gazach) rozchodzą się szybciej niż poprzeczne. Nazywane są w sejsmologii falami P (od łacińskiego *primae*) i są zwiastunem nadciągającej fali trzęsienia ziemi. Fale poprzeczne docierające później to odpowiednio fale S (*secondae*). Z pomiarów prędkości rozchodzenia się fal sejsmicznych podłużnych i poprzecznych można więc wnioskować o własnościach materiałów wewnątrz Ziemi – składzie chemicznym skał i ich postaci krystalicznej.

Fale poprzeczne nie propagują w cieczach; strefa „cienia” dla fal S świadczy więc o płynnym jądrze Ziemi. Podobnie jak światło (czyli fala elektromagnetyczna) fale sejsmiczne odbijają się, załamują, ogniskują (rys. 3). Załamanie się fal typu P na granicy między płaszczem i ją-

drem powoduje, że nie są one obserwowane pod kątami 103° – 140° od epicentrum trzęsienia ziemi (rys. 2).

Dokładne pomiary amplitud i czasów dojścia fal sejsmicznych w różnych punktach pomiarowych na całym świecie dostarczają informacji o szczegółowej strukturze geologicznej Ziemi. W szczególności możemy z dużą dokładnością wyznaczyć głębokość, na jakiej znajduje się nieciągłość Moho, czyli wyznaczyć grubość skorupy.

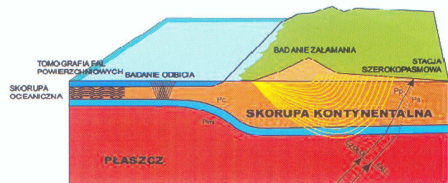
Pomiary takie dla Europy pokazują, że największą grubość, 50–60 km skorupa osiąga w rejonie tarczy bałtyckiej, tj. na terenie Finlandii i Estonii, zaś najmniejszą wzdłuż osi Atlantyku, nad Spitsbergenem (rys. 4). Gruba płyta kontynentalna

oznacza starą płytę, która powoli krystalizowała, jak od spodu kra na morzu, tylko że przez setki milionów lat.

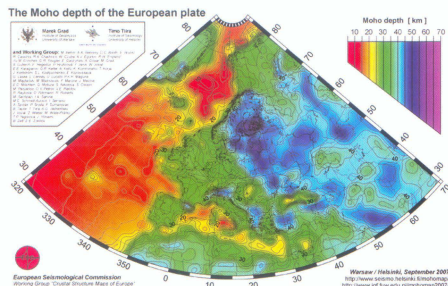
Kry litosfery

Na przykładzie Europy widać, że litosfera nie stanowi jednej całości, ale składa się z gigantycznych kawałków – płyt tektonicznych, obejmujących swoim zasięgiem zarówno kontynenty jak i dno oceaniczne⁹.

Płyty powoli dryfują na powierzchni płaszcza. 200 milionów lat temu wszystkie kontynenty zbite były w jeden super-kontynent, zwany Pangeą. Nie mamy w tej kwestii żadnych wątpliwości, wskazują na to na przykład



Rys. 3. Odbicie, załamanie i ogniskowanie fal sejsmicznych rozchodzących się na powierzchni i przychodzących z głębi Ziemi (rys. K. Konieczna)



Rys. 4. Głębokość, na jakiej znajduje się nieciągłość Moho dla płyty europejskiej. Na najmniejszej głębokości znajduje się ona w obrębie oceanów (kolor czerwony, pomarańczowy), najgłębiej zaś położona jest w rejonie Finlandii i Estonii. Skorupa ma większą grubość również z rejonie zderzeń płyt – pod Alpami, Pirenejami i górami Kaukazu

⁹ <http://geology.com/plate-tectonics.shtml>

identyczne skamieniałości dinozaurów w Mongolii, Teksasie i Europie. W zderzeniach płyt, cięższe z nich (oceaniczne) zapadają się jedna pod drugą i trafiają na głębokości do kilkuset kilometrów. Następuje więc bezustanne mieszanie pionowe materiału skorupy i płaszcza, poprzez wspomniane mechanizmy konwekcyjne.

W ruchu konwekcyjnym w górę maleje ciśnienie, materiał astenosfery zaczyna się topić, co powoduje spadek jego gęstości i przyspieszenie wznoszenia. W miejscu styku sąsiednich komórek konwekcyjnych, wznosząca się magma zaczyna płynąć pod skorupą poziomo, dwoma strumieniami w rozbieżnych kierunkach. Występują silne naprężenia powodujące wzdłużne pęknięcia litosfery – tworzy się **ryft**. Z powstałej szczeliny sączy się pod ciśnieniem bazaltowa magma. Powstała szczelina rozszerza się powodując oddalanie się od siebie płyt po obu jej stronach.

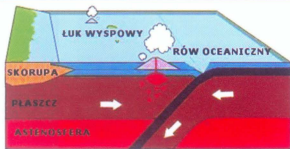
Największym pęknięciem tego typu, ciągnącym się „z góry na dół” przez całą kulę ziemską jest ryft na środku Atlantyku oddzielający Europę od Ameryki Północnej, a Afrykę od Ameryki Południowej. Obecnie Europa oddala się od Ameryki o 2,5 cm rocznie. Przy tej prędkości dryfu, odsunięcie Portugalii od Nowego Jorku (5 tys. km) zajęłoby 200 mln lat. Ale 200 mln lat temu Laurazja była jeszcze jednym kontynentem, rozpad zaczął się jakieś 65 mln lat temu, po wyginięciu dinozaurów, więc początkowy dryf musiał być szybszy.

Dziś, na pęknięciu atlantyckim leżą wulkaniczne Azory i Islandia. Innym, aktywnym obecnie pęknięciem jest Morze Czerwone, cieplejsze niż być powinno na tej szerokości geograficznej, właśnie z powodu podziemnego grzania w ryfcie. Pęknięcie to ciągnie się dalej wzdłuż wielkich jezior afrykańskich i za kilkadziesiąt milionów lat spowoduje rozpad Afryki.

Jeżeli Atlantyk się powiększa (i Ocean Indyjski również), to gdzieś musi oceanu ubywać. Tak się właśnie dzieje na Pacyfiku, który się zmniejsza – od swojego zachodu (czyli od strony Japonii i wysp Marianów), od swojego wschodu (od strony Chile) i od północy, czyli od strony wysp Aleutów i Wysp Kurylińskich. W tych obszarach płyta pacyficzna zde-

Przykładem zderzenia **dwóch płyt oceanicznych** są wyspy Maryjany, na wschód od Indonezji na pełnym oceanie, powstałe przy okazji wsuwania się płyty pacyficznej pod filipińską. Wyspy Maryjany to 15 wulkanicznych wierzchołków, ułożonych w łuk o długości 2,5 tys. km. Uginanie się w dół wsuwanej płyty pacyficznej spowodowało powstanie głębokiego rowu oceanicznego (10,9 km).

Płyta pacyficzna wsuwana w płaszcz jak pręt do pieca hutniczego zaczyna się topić, a stopiony materiał, lżejszy niż otoczenie, unosić się ku górze. Na powierzchni Ziemi pojawiają się one jako wulkany.



rys. K. Konieczna

rza się z innymi płytami i w wyniku tych kolizji jej brzozy wsuwają się pod inne płyty (euroazjatycką, filipińską; północno-amerykańską; arktyczną).

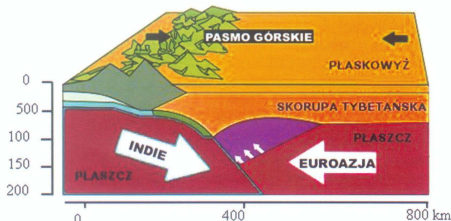
„Wsuwanie się pod” nazywamy w geologii **subdukcją**. Subdukcja (czyli konwergencja płyt) jest drugim obok dywergencji w ryftach najważniejszym procesem kształtującym krajobraz na Ziemi.

Dryfujące ku sobie kontynenty wcześniej czy później się zderzą¹⁰. Ogólnie, linie zderzeń płyt to pasma wzmózonej aktywności wulkanicznej i sejsmicznej. Szczegółowe mechanizmy zderzeń płyt (i obserwowane krajobrazy) zależą zasadniczo od dwóch czynników.

Po pierwsze, od rodzaju zderzających się płyt: kontynentalne, grube, ale

lekkie, z dużą ilością skał osadowych czy oceaniczne – cienkie, a zbudowane głównie ze stosunkowo ciężkich bazaltów. Po drugie, i to jest odkrycie ostatnich dziesięcioleci, sposób kolizji zależy od kierunku zanurzania się (subdukcji) brzozy płyt: ze wschodu na zachód lub odwrotnie. Przyczyną tej różnicy jest nieznaczące, lecz stałe przesuwanie się litosfery na zachód, w stosunku do płaszcza.

Różne przebiegi zderzeń i subdukcji decydują o obserwowanych krajobrazach. W rejonie Himalajów (i Alp) są to grube warstwy skał osadowych, bez aktywnych wulkanów mimo stosunkowo niedługiej historii geologicznej tych gór. Z drugiej strony, (młode) góry Japonii



Rys. 5. Kolizja kry indyjskiej z euroazjatycką jest bezpośrednią przyczyną wypiętrzenia się Himalajów. Materiał, z którego składają się Himalaje został „zeskrobany” ze skorupy indyjskiej (kolor jasnozielony i zielony) przez twardszy klin skorupy tybetańskiej (kolor beżowy). Strefa Moho leży na głębokości ok. 40 km pod deltą Gangesu, 50 km pod Himalajami, a największą głębokość ok. 70 km osiąga w okolicach Lhasy (Tybet) (rys. K. Konieczna)

¹⁰ Mówimy o procesach, które trwają dziesiątki milionów lat: wypiętrzenie Andów trwa od 25 mln lat, Himalajów od 40 mln lat, Alp – 20 mln lat.



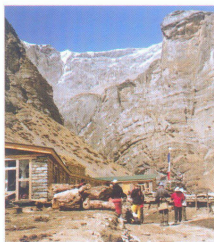
różnią się krajobrazem od młodych Alp, mimo podobnego składu skal (fot. 4). Powodem są różnice w mechanizmach subdukcji.

Znany mechanizmy wymuszające dryf kontynentów, wiemy, że ok. 200 mln lat temu wszystkie obecne kontynenty tworzyły jeden superkontynent, zwany Pangea. Później, rozplynęły się po całej powierzchni globu, przyjmując obecne położenia. Ale czy dryf kontynentów to tylko ostatnie 200 mln lat?

Z dużym prawdopodobieństwem superkontynenty zaistniały kilka razy w ciągu ponad 4 mld lat historii Ziemi. Oprócz wspomnianej Pangei sprzed 0,2 mld lat, wydaje się, że 0,8–1 mld lat temu istniał inny superkontynent, zwany Rodinią. Jego rozpad na mniejsze kry płynące w okolicy równika, (rys. 6), prawdopodobnie przyczyniło się do globalnego zlodowacenia, jakie ogarnęło naszą planetę jakieś 600 mln lat temu. Kolejna hipoteza mówi o superkontynencie sprzed 1,8 mld lat, nazywanym Nuna lub Columbia. Na dzień dzisiejszy, udowodnienie istnienia tych kontynentów będzie wymagało jeszcze wielu lat badań.

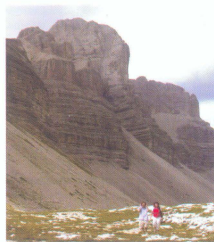
Podsumowanie

Warstwy powierzchniowe naszej planety charakteryzowały się w przeszłości i, w odróżnieniu od Wenus, Marsa czy



Fot. 2. Himalaje składają się m.in. ze skal wapiennych, zdrapanych w postaci grubego słoja skal osadowych z płyty indyjskiej (fot. J. Karwowski)

Księżyca, charakteryzują się nadal dużą ruchliwością. Archipelagi kontynentów wielokrotnie łączyły się w stabilne superkontynenty, po czym rozpadały się na mniejsze struktury. Łączenie sprzyjało migracji zarówno zwierząt jak i roślin, stąd taka ich różnorodność na każdym z kontynentów. Separacja geograficzna niektórych gatunków przyczyniła się z kolei do powstania nowych, a więc w sposób znaczny zwiększała bioróżnorodność organizmów żywych.



Fot. 3. Dolomity di Brenta, centralne pasmo Alp to grube, kilkukilometrowe pokłady wapieni, podobnie jak Himalaje zdrapane z innej płyty – najpierw oceanicznej, a później wynurzonej (Passo Grosté, 2442 m n.p.m. (fot. M. Karwasz)

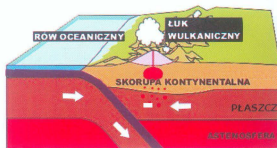
Tektonika płyt jest powodem nieustającej aktywności wulkanicznej. Wybuchy wulkanów dostarczają do oceanów mikroelementów niezbędnych do fotosyntezy, a do atmosfery – CO_2 . Dzięki dość dużej zawartości CO_2 w obecnym okresie geologicznym na poziomie 270 ppm (a aktualnie 360 ppm wskutek działalności człowieka), średnia temperatura na Ziemi wynosi $+15^\circ\text{C}$, a nie -18°C , jakby to było bez CO_2 (i pary wodnej) w atmosferze. Tek-

Zderzenie płyty kontynentalnej z oceaniczną może przebiegać na dwa sposoby. W pierwszym przypadku, płyta oceaniczna wsuwa się pod małym kątem pod płytę kontynentalną. Zdzierana jest wierzchnia, osadowa część płyty oceanicznej. Ten typ subdukcji zachodzi, gdy względny ruch zapadającej się płyty w stosunku do płaszcza jest z zachodu na wschód. Przykładem takiej kolizji jest powstanie Andów: (przesuwająca się na zachód) Ameryka Południowa zdrapała z zapadającej się na wschód płyty Nazca sporą ilość osadów, wyplatając góry na ponad 7 tys. metrów wysokości.

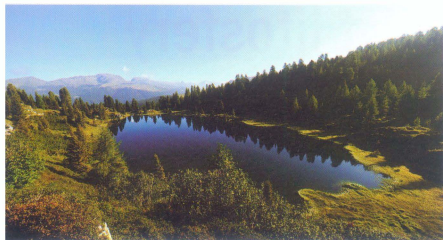
W odróżnieniu jednak od Himalajów, gdzie obie płyty „pływają” po płaszczu, płyta oceaniczna wypychana pod Andy trafia na większe głębokości, ulega stopnieniu i wraca na powierzchnię jak płynna magma. W rejonie Andów są czynne 178 wulkanów, ułożone w cztery pasma, jedno za drugim, ale rozdzielone odcinkami gór bez szczytów wulkanicznych*.

Andyjski typ strefy subdukcji. Skorupa oceaniczna zapada się pod skorupę kontynentalną z zachodu na wschód. Kąt zapadania się skorupy oceanicznej jest mniejszy niż w przypadku Wysp Mariańskich i wynosi $10\text{--}25^\circ$, linia wulkanów jest oddalona od rowu oceanicznego o 200–300 km, a sam row jest nieco płytszy (jak atakamski, do 8 km).

W drugim przypadku, subdukcji ze wschodu na zachód, płyta oceaniczna zapada się pod płytę kontynentalną pod dużym kątem, nawet do 90° . Zderzenie powoduje wypiętrzenie stosunkowo niewysokich gór i powstanie niewielkiej ilości wulkanów. Przykładem tego rodzaju subdukcji są Wyspy Japońskie z najwyższymi szczytami sięgającymi 3 tys. metrów.



* W rejonach bez wulkanów kąt zapadania się płyty Nazca jest mniejszy, nie 25° , ale zapewne 10° .



Fot. 4. Jezioro Colbricon położone w Alpach na wysokości 1900 m (Dolomity, masyw wulkaniczny Lagorai). Otaczające je góry to głównie skały osadowe (wapienie i podobne do nich dolomity), z osadów pochodzących sprzed jakiś 60 mln lat temu (fot. Matteo Visintainer, www.geo360.it)



Rys. 6. Współczesne kontynenty przypuszczalnie kilkakrotnie w historii Ziemi łączyły się w ogromne superkontynenty, by następnie rozpaść się na pojedyncze masy kontynentalne. Tu cytujemy hipotezę, jak wyglądała powierzchnia Ziemi 600 mln lat temu (rys. K. Konieczna)

tonika płyt w skałi geologicznej reguluje więc zmiany klimatu na Ziemi. Co więcej, tektonika jest w dużej mierze warunkiem sprzyjającym życiu na Ziemi, jeśli nie wręcz koniecznym.

Ziemia dostarcza nam nieskończonej ilości krajobrazów. Krajobrazy te zmieniają się, i to całkiem szybko (w ciągu dziesiątek milionów lat) jak na wiek planety (4,567 mld lat). Procesy rządzące tym zmianami to „banalne” zjawiska fizyczne podobne do krzepnięcia lodu na powierzchni wody, dryf kry, ich wzajemnego zderzania się. Prawa fizyczne rządzące krajobrazami na Ziemi to prawo Archimedeasa, siły występujące w obracających się ciałach

(odśrodkowa i tzw. Coriolisa), zmiany gęstości w trakcie krzepnięcia i topnienia, zmiany temperatury topnienia pod wpływem ciśnienia, zmiany składu chemicznego mieszanin w miarę wytrącania się składników.

Badania historii Ziemi, przez ostatnie 50 lat poczyniły ogromne postępy – dzięki technikom fizycznym zastosowanym w geografii – pomiarom propagacji fal sejsmicznych, znajomości rozpadów promieniotwórczych, badaniom występowania różnych izotopów, a także technikom chemii i materiałoznawstwa, które pozwalają na modelowanie składu i struktury skał pod wielkimi ciśnieniami. Powstały nowe dziedziny



Fot. 5. Tektonika płyt kontynentalnych i oceanicznych pływających po astenosferze przypomina „tektonikę” kry lodowej. Kry z lżejszego materiału (a śniegu na wierzchu) są wyższe, ale też głębiej zanurzone; kry z wody morskiej (trzy małe widoczne w przeręblu z kaczkami) są ciężkie i ledwie wystają nad powierzchnię wody. Kry zderzają się i narastają (fot. M. Karwasz)

nauki, jak geochemia i mineralogia laboratoryjna.

Dużo pożytecznych informacji o strukturze Ziemi zawierają strony Amerykańskiego Towarzystwa Geologicznego, <http://geology.com>.

LITERATURA

- 1 Stein B. Jacobsen, *How Old Is Planet Earth?*, Science 300 (2005), s. 1513, <http://www.sciencemag.org/content/300/5625/1513.full.pdf>
- 2 S.B. Jacobsen i in., *Isotopes as clues to the origin and earliest differentiation history of the Earth*, Phil. Trans. R. Soc. A 366, (2008) 4129, <http://rsta.royalsocietypublishing.org/content/366/1883/4129.full.pdf>
- 3 J. O’Neil, R.W. Carlson, D. Francis, R.K. Stevenson, *Neodymium-142 Evidence for Hadean Mafic Crust*, Science 321 (2008) s. 1828, <http://www.sciencemag.org/content/321/5897/1828.full>
- 4 The Geological Society of America, *The Source of Earth’s Internal Heat*, <http://geology.com/press-release/earths-internal-heat> (17.02.2012)
- 5 P. Kearey, F.J. Vine, *Global tectonics*, Blackwell Science, 1990
- 6 J. Nábělek i in., *Underplating in the Himalaya-Tibet Collision Zone Revealed by the Hi CLIMB Experiment*, Science 325 (2009), s. 1371, <http://www.sciencemag.org/content/325/5946/1371.full.pdf>
- 7 M.J. Walter, S.C. Kohn, *Deep Mantle Cycling of Oceanic Crust: Evidence from Diamonds and Their Mineral Inclusions*, Science 334 (2011), s. 54, <http://www.sciencemag.org/content/334/6052/54.full.pdf>
- 8 M. Grad, T. Tira, and ESC Working Group, *The Moho depth map of the European Plate*, Geophys. J. Int. 176 (2009), s. 279
- 9 P.H. Hoffman, D.P. Schrag, *Ziemia jak kula śniegu*, Świat Nauki, Marzec 2000, s. 70

Tektonika płyt litosfery

konspekt lekcji

JUSTYNA CHOJNACKA, GRZEGORZ KARWASZ

Cele lekcji

- **ogólne** (uczeń):
 - rozumie mechanizmy ruchu płyt tektonicznych,
 - zna skutki ruchu płyt tektonicznych.
- **szczegółowe** (uczeń):
 - omawia warstwową budowę wewnętrzną Ziemi, na podstawie podanej w artykule analogii,
 - potrafi z pomocą mapy wymienić główne płyty tektoniczne,
 - wyjaśnia fizyczne podstawy zjawiska konwekcji,
 - zna przyczynę fizyczną tworzenia się ryftów,
 - omawia proces subdukcji i potrafi odnieść do gęstości i grubości płyt,
 - omawia trzy rodzaje subdukcji, w zależności od rodzaju płyt i kierunku dryfu,
 - wskazuje na mapie strefy ryftu i subdukcji,
 - przewiduje jak określony rodzaj subdukcji wpływa na kształtowanie się krajobrazu, podaje przykłady w krajobrazach świata.

Metody i zadania dydaktyczne

Konstruktivistyczna – rozmowa w oparciu o wiedzę uczniów: postawienie problemu zróżnicowania krajobrazów na świecie, występowania wulkanów i trzęsień ziemi.

Pokazowa – zjawisko konwekcji (doświadczenie w klasie lub film z zasobów dydaktycznych).

Laboratoryjna – różne okazy skał (ze zbiorów lub zasobów dydaktycznych).

Praca z mapą i globusem – identyfikacja płyt, kierunków dryfu, stref subdukcji i ryftów.

Wykład – podsumowanie.

Forma pracy: zbiorowa – realizacja zadań, w grupach – obserwacja skał.

Środki dydaktyczne: globus, Internet lub atlas zdjęć – wybrane krajobrazy, schematy i animacje komputerowe, kredki.

Czynności nauczyciela

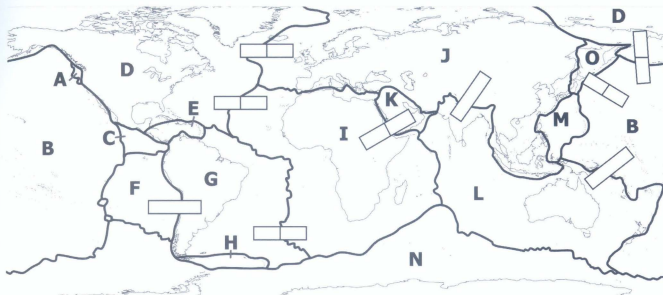
1. Nauczyciel pokazuje na globusie lub mapie fizycznej świata przykłady pasm górskich: Pireneje, Ural, Himalaje.
2. Nauczyciel ilustruje za pomocą lampy ława, lub filmu proces konwekcji i podaje bilans cieplny skorupy ziemskiej.
3. Za pomocą przekrojonego owocu awokado nauczyciel ilustruje proporcje warstw w przekroju Ziemi oraz ich konsystencję, w szczególności względną grubość skorupy Ziemi 2/673.
4. Nauczyciel wyjaśnia różnicę w prędkości propagacji fal podłużnych i poprzecznych. Fale dźwiękowe w trzęsieniu ziemi nadchodzą znacznie wcześniej niż fala trzęsienia.
5. Nauczyciel wyjaśnia istnienie dwóch niezupełnie identycz-

nych klasyfikacji warstw Ziemi, w szczególności „skorupy” dobrze zdefiniowanej przez nieciągłość Moho i „litosfery” – grubszej (rzędu 100 km), ale trudnej do zdefiniowania.

6. Skały skorupy i płaszcz – próbki bazaltów, granitów i im podobnych (sienitów, diorytów) itd. Zaleca się wizytę w Muzeum Ziemi w Warszawie. Gęstość skał skorupy zmienia się od 2,7 do 3,0 g/cm³, gęstość skał tworzących płaszcz zmienia się od ok. 3,3 do 6,5 g/cm³ na granicy z jądrem.
7. Informuje, iż zewnętrzna pokrywa Ziemi nie stanowi jednolitej całości, ale podzielona jest na współkształtne z jej powierzchnią bloki zwane płytami tektonicznymi (kry litosfery).
 - a) Wskazuje na mapie Ziemi położenie głównych płyt tektonicznych.
8. Informuje, iż płyty dzielimy na oceaniczne (zbudowane z ciężkich skał, głównie bazaltu, których gęstość sięga 3,3 g/cm³) i kontynentalnych (2,7 g/cm³) – lżejszych.
9. Zwraca uwagę uczniów na podobieństwo linii brzegowych poszczególnych kontynentów.
 - a) podaje inne argumenty świadczące o poprawnym wnioskowaniu uczniów: – badania paleontologiczne, geologiczne, topograficzne.
10. Skoro kontynenty stanowiły niegdyś jedną całość to w jaki sposób doszło do ich podziału i ruchu? Jaki jest mechanizm dryfu kontynentów?
 - a) Informuje, iż pęknięcie to nazywamy ryftem. Z powstałej szczeliny wydiera się magma będąca początkiem nowej skorupy. Ryfty mają obecnie miejsce wzdłuż linii środkowej Oceanu Atlantyckiego i Morza Czerwonego.
11. Skoro w ryftach powstaje nowa skorupa ziemska, to stara jej część musi w innych miejscach ulegać zniszczeniu. Dryfujące kry wcześniej czy później muszą się zderzyć. Zapadanie się brzegów zderzających się płyt nazywamy subdukcją. Polega ona na podsuwaniu się jednej płyty o większej gęstości, zazwyczaj oceanicznej, pod drugą, lżejszą płytę, najczęściej typu kontynentalnego.
12. Prosi o narysowanie na arkuszach papieru schematu subdukcja: a) dwóch płyt kontynentalnych; b) dwóch płyt oceanicznych; c) płyty oceanicznej i kontynentalnej.
13. Przy użyciu prezentacji multimedialnej omawia poszczególne rodzaje subdukcji, wskazuje na miejsca i skutki jej występowania:
 - a) subdukcja dwóch płyt kontynentalnych – Himalaje, Alpy;
 - b) subdukcja płyty oceanicznej pod kontynentalną – Japonia;
 - c) subdukcja płyty oceanicznej pod kontynentalną – Andy;
 - d) subdukcja dwóch płyt oceanicznych – najgłębsze rowy oceaniczne i łuki wysp (Aleuty, Mariany, Kurylskie). Nauczyciel podkreśla, że wszystkie omawiane krajobrazy (Alpy, Himalaje, Japonia, Andy) pochodzą z aktywnych jeszcze dziś procesów subdukcji (zapoczątkowanych 60–20 mln lat temu).
14. **Zadanie domowe:** uzupełnij kartę pracy (zał. nr 1).

Załącznik nr 1

1. Wykorzystując Internet oraz inne znane Ci źródła informacji podpisz główne płyty tektoniczne. Odszukaj także nazwy pozostałych (mniejszych) kier litosfery.
2. Umieść jedną lub dwie strzałki w podanych kratkach w zależności od głównego kierunku dryfu określonej/określonych płyt tektonicznych.



3. Podpisz poszczególne warstwy Ziemi. Czerwonym kolorem zaznacz strefy nieciągłości (Moho i Gutenberga).

