

UNDE ȘI DE CE SE PRODUC CUTREMURELE

În primul capitol am definit noțiunea de **cutremur** și caracteristicile principale ale cutremurelor. Pentru a înțelege mai bine cum și de ce se produc cutremurele, trebuie să știm câte ceva despre modul de formare și despre alcătuirea internă a Pământului.

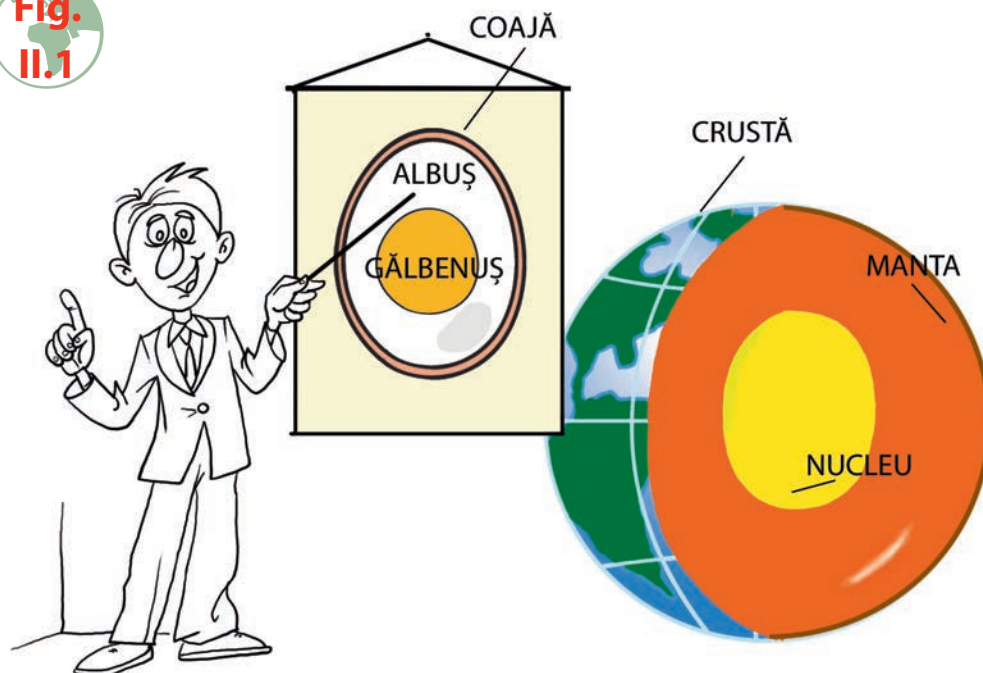
ÎNVELIȘURILE PĂMÂNTULUI

Planeta Pământ s-a format în urmă cu aproximativ 4,5 miliarde de ani. Diametrul Pământului, de aproximativ 12.750 km, se cunoștea încă din timpurile Greciei antice, dar, abia în secolul XX, cercetătorii au descoperit că interiorul planetei noastre este stratificat fiind format din trei învelișuri majore: **crusta, mantaua și nucleul**.

Fiecare strat (înveliș) prezintă caracteristici diferite și o compoziție diferită. Una dintre cele mai simple metode de a ne imagina învelișurile Pământului constă în comparația (analogia) cu un ou fiert (fig. II.1).

1. Învelișul extern al Pământului se numește crustă (coaja oului).
2. Stratul următor se numește manta (1/3 din albuș).
3. Următorul strat constituie partea lichidă a nucleului – nucleul extern (2/3 din albuș).
4. Miezul Pământului este denumit nucleul intern (gălbenușul).

Fig.
II.1



Comparație între stratele ce alcătuiesc interiorul Pământului și cele ale unui ou fiert (secțiuni transversale)

Crusta

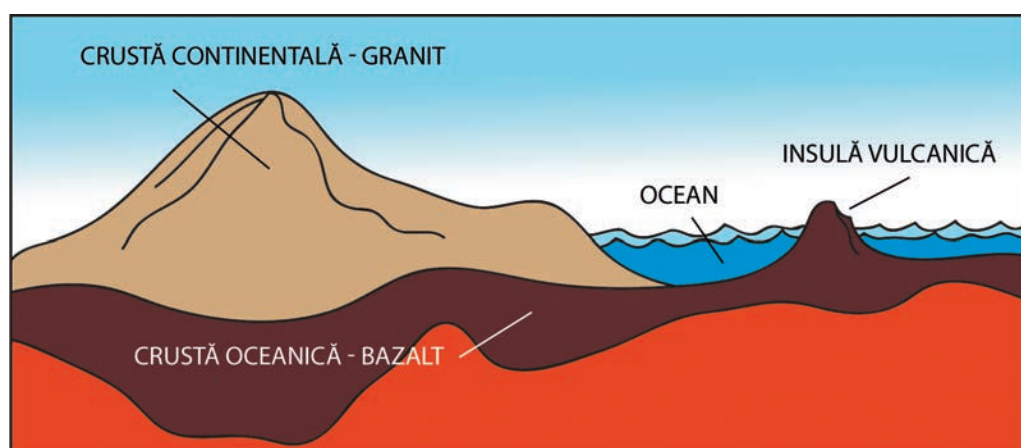
Crusta este învelișul extern al Pământului. Este solidă, dar foarte subțire în comparație cu celelalte învelișuri. Grosimea crustei Pământului poate varia, în medie, de la 65 km, sub continente, și doar 10 km, sub fundul oceanelor. Această diferență mare de grosime este evidentă dacă ne gândim că cei 10-65 km (grosimea crustei) reprezintă mai puțin de 1% din raza Pământului, care măsoară 6.370 km. Ca și coaja oului, crusta Pământului se poate fragmenta în bucăți. În funcție de localizarea acestor bucăți, ce se reflectă și în alte caracteristici (precum compoziția și vârsta), crusta poate fi de două feluri: oceanică și continentală (fig. II.2).

Crusta oceanică este mai subțire și este alcătuită din roci mai tinere, caracterizând, în special, fundurile oceanelor, iar crusta continentală este mai groasă și este alcătuită din roci mai vechi, formând, în special, continentele.

Mantaua

Sub crustă se găsește **mantaua**, un înveliș foarte dens, fierbinte și semi-solid, cu o grosime de aproximativ 2.900 km. Mantaua este alcătuită dintr-un material mult mai fierbinte și mai dens decât crusta, datorită faptului că, în interiorul Pământului, temperatura și presiunea cresc odată cu adâncimea, materialul solid topindu-se asemenea asfaltului încălzit. Din acest motiv, partea superioară a acestui înveliș este mai rece și mai rigidă decât partea inferioară, apropiindu-se întrucâtva de comportamentul crustei ce o acoperă. Împreună, aceste două învelișuri alăturate (crusta și mantaua superioară) formează o sferă de roci denumită **litosferă** (de la cuvântul grec *lithos* = rocă). Fragmentele de rocă ce o alcătuiesc se numesc **plăci litosferice**. Litosfera (fig. II.2) atinge cele mai mici grosimi sub oceane și în regiunile vulcanice de pe continente, grosimile medii pentru toată suprafața Pământului fiind de aproximativ 80 km.

Fig.
II.2



Litosfera Pământului este alcătuită atât din crustă oceanică, cât și din crustă continentală

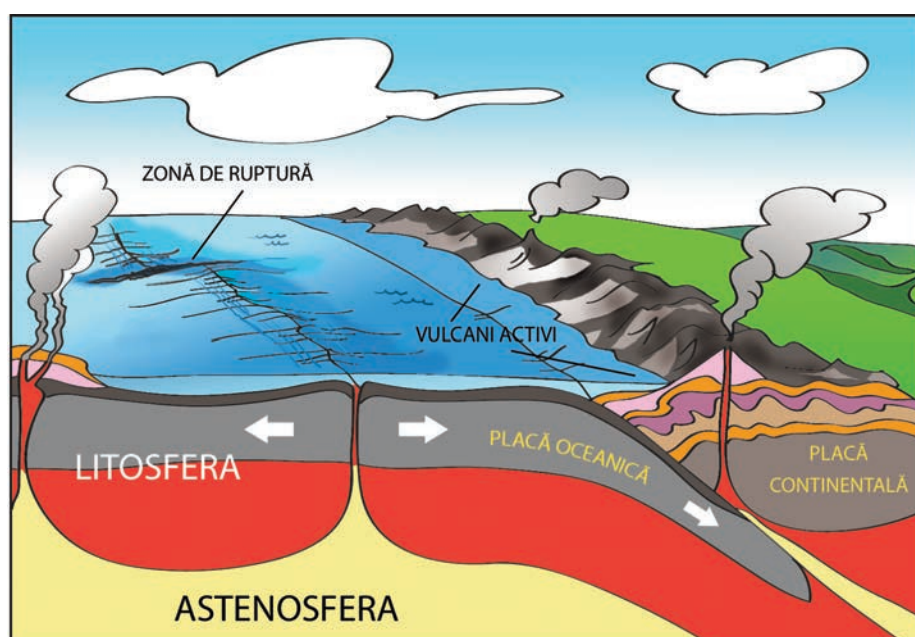
Imediat sub litosferă se situează **astenosfera** (termenul provine de la cuvântul grec *asthenes* = slab), o regiune din manta cu o consistență plastică, semisolidă, care se întinde în adâncime până la aproximativ 200 km (fig. II.3). Materialul din care este alcătuită astenosfera, supus de-a lungul timpului geologic unor presiuni și temperaturi foarte înalte, devine mai „ușor” și „curge”. Din această cauză, se presupune că litosfera ce acoperă astenosfera „plutește” sau se deplasează odată cu acest înveliș. Materialul topit din astenosferă care se ridică la suprafața Pământului prin fisuri și fracturi se numește **magma**.

Formele de relief create de magma răcită prin ieșirea la suprafață se numesc **vulcani** (fig. II.3). Vulcanii au forme și dimensiuni variabile și pot fi activi sau inactivi.

Vulcanii activi sunt cei care pot erupe din nou atunci când presiunea acumulată în Pământ, în acea zonă, împinge materialul de rocă topită (magma) să iasă la suprafață. Vulcanii au, de obicei, perioade scurte de activitate urmate de perioade mult mai lungi de repaus.

Vulcanii inactivi sunt cei care nu au mai avut activitate vulcanică o perioadă lungă de timp.

Fig.
II.3

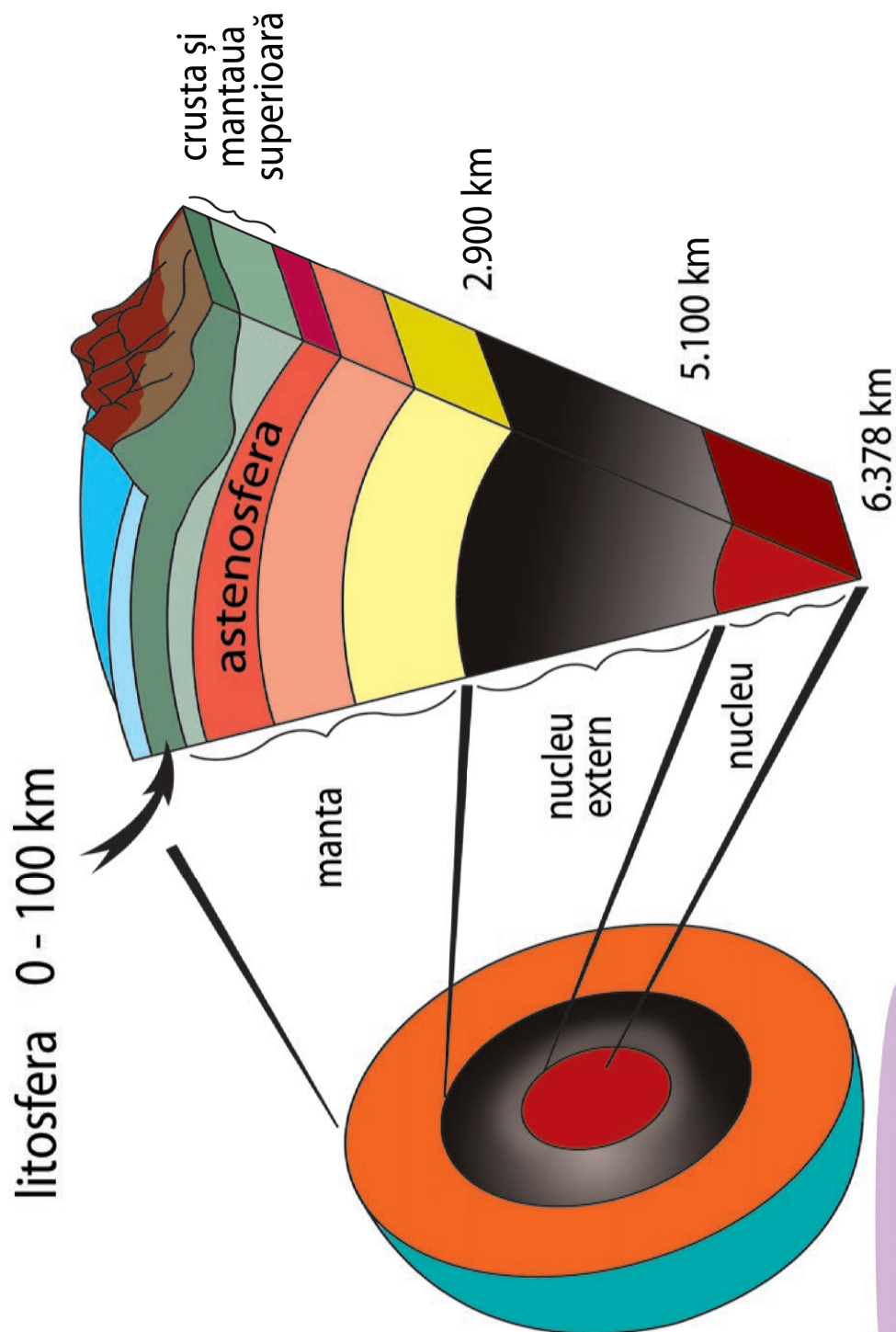


Secțiune transversală prin crustă și prin mantaua superioară

Nucleul

Nucleul este miezul Pământului și are densitatea de două ori mai mare decât a mantalei.

Spre deosebire de gălbenușul oului, nucleul este format din două părți distincte: un strat extern lichid, gros de aproximativ 2.200 km, și un strat intern solid, cu o grosime de aproximativ 1.250 km. Pe măsură ce Pământul se rotește, nucleul exterior lichid se rotește și el, creând câmpul magnetic al Pământului.



Structura internă a Pământului

Fig. II.4

PLĂCILE PĂMÂNTULUI ȘI MIȘCAREA LOR

O placă litosferică este un fragment masiv solid de rocă, cu o formă neregulată, alcătuit atât din crustă oceanică cât și continentală. Lungimea plăcilor poate varia foarte mult, de la câteva sute la mii de km (printre cele mai mari se numără placa Pacificului și Antarctica). Plăcile variază foarte mult și în grosime, de la 15 km (plăcile cu litosferă oceanică tânără) până la 200 km sau chiar mai mult (plăcile litosferice vechi continentale, precum zonele centrale ale plăcilor Americii de Nord și de Sud). Principala forță ce a modelat suprafața Pământului de la formare și până în zilele noastre a dus și la fragmentarea și deplasarea plăcilor litosferice ce alcătuiesc învelișului extern al Pământului.

Figura II.5 ilustrează faptul că învelișul extern solid al Pământului (litosfera) este alcătuită din mai multe bucăți care se îmbină perfect, precum piesele unui puzzle. Plăcile sunt alcătuite din roci care au în general o densitate mai mică decât materialul semi-solid ce le susține (astenosfera). Acest lucru le permite să „plutească” precum chipsurile într-un vas cu miere.

Majoritatea cutremurelor sunt cauzate de mișcările pe glob ale **plăcilor litosferice** ale Pământului și se produc, în special, la limitele de separație dintre ele. Experții au identificat un număr de șapte până la douăsprezece plăci majore și un număr mai mare de plăci minore. Plăcile au primit numele de la continentele (ex: placa Eurasiatică), oceanele (ex.: Placa Pacifică) sau regiunile geografice (ex.: Placa Arabică) pe care le înglobează. Denumirea și localizarea plăcilor majore tectonice poate fi urmărită pe harta lumii din figura II.5.

Margini de placă și tipuri de mișcare a plăcilor

Până în prezent, cercetătorii și-au făcut o imagine despre cum se mișcă plăcile pe suprafața Pământului și despre modul cum această mișcare se reflectă în activitatea seismică.

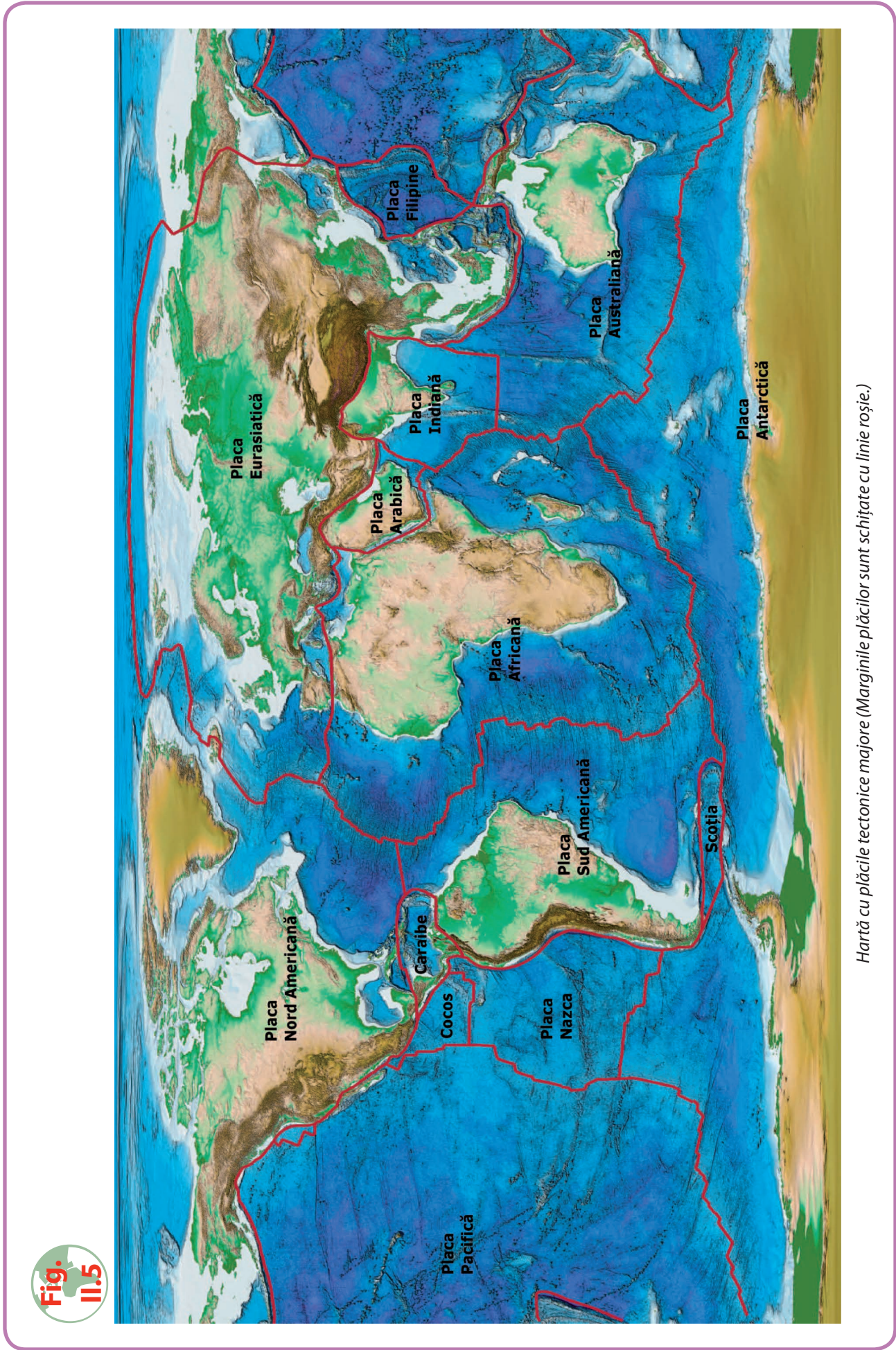
Astfel, au fost identificate trei tipuri de margini de placă:

- **marginii divergente** – întâlnite la interacția dintre două plăci ce se depărtează una de cealaltă;
- **marginii convergente** – întâlnite acolo unde două plăci intră în coliziune;
- **marginii transformate** – întâlnite în zonele în care plăcile alunecă una pe lângă cealaltă.

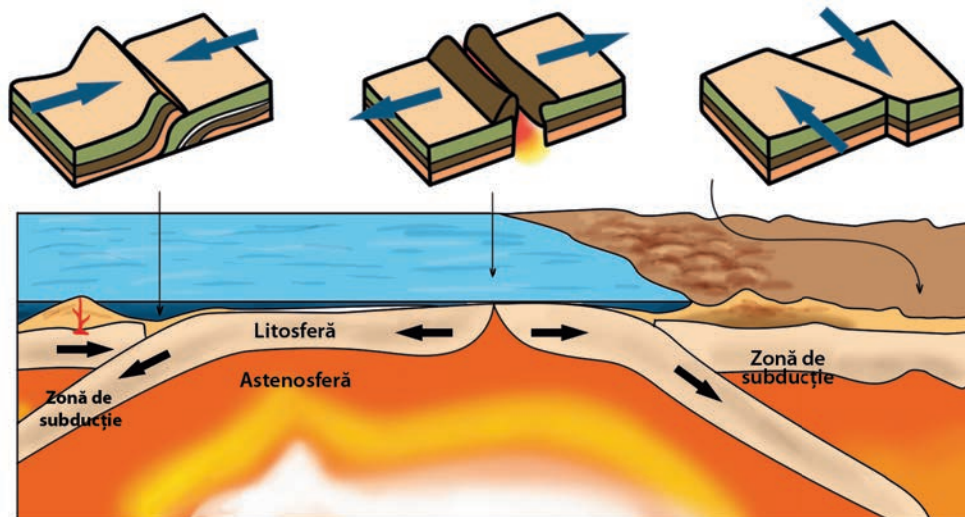
Pe lângă aceste trei tipuri de margini, există și o a patra, denumită zonă de tranziție; aceasta este tot o regiune de interacție între plăci, pentru care nu se poate defini clar tipul de mișcare a plăcilor ce le separă și nici nu se poate delimita clar suprafața pe care se întinde.

Majoritatea marginilor de plăci precum și efectele produse de interacția lor (coliziunea, depărtarea sau deplasarea uneia relativ la cealaltă) nu pot fi observate, din cauză că sunt ascunse sub oceane. Cu toate acestea, ele pot fi surprinse și reprezentate pe imagini înregistrate din spațiu (imagini din satelit; ex.: fig. II.8.a și fig. II.10).

Cele trei tipuri principale de mișcări ale plăcilor ce corespund tipurilor de margini sunt: de depărtare, de coliziune și de alunecare. Atunci când plăcile se depărtează și astfel se separă unele de altele, spunem că se produce o **mișcare divergentă**. Atunci când intră în coliziune sau când sunt împinse unele către celelalte, spunem că are loc o **mișcare convergentă**. Mișcarea în care plăcile trec lateral una pe lângă cealaltă se numește **mișcare de alunecare** (sau **de transformare**). Cutremurele pot fi provocate de oricare dintre cele trei tipuri de mișcări (fig. II.6).



Hartă cu plăcile tectonice majore (Marginile plăcilor sunt schițate cu linie roșie.)

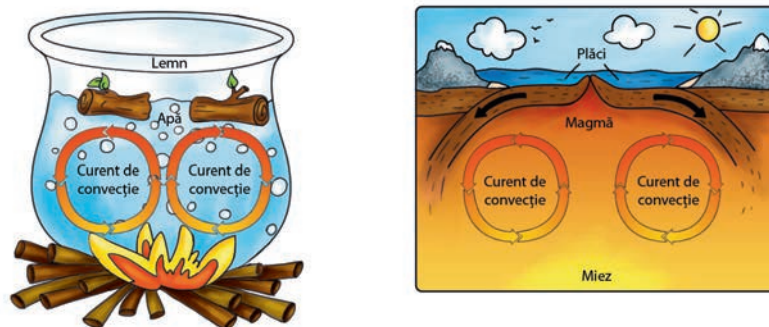
Fig.
II.6

Tipurile de mișcări la marginile plăcilor tectonice

De ce se mișcă plăcile?

Plăcile Pământului sunt într-o mișcare lentă, dar continuă, așa încât, văzută de sus, suprafața Pământului arată ca un puzzle sferic, ale cărui piese se remodelează încet, dar continuu. Deși greu de explicat și urmărit, mișcarea plăcilor tectonice nu este una la întâmplare. Forțe nevăzute, a căror existență a fost demonstrată și justificată științific, dirijează deplasarea acestora. Deși nu se poate spune cu precizie și nici înțelege complet ce cauzează și cum acționează aceste forțe, cercetătorii au ajuns la concluzia că ele își au originea adânc în interiorul Pământului.

Mișcarea plăcilor tectonice pare să fie produsă de temperaturile mari din nucleu care cauzează mișcarea materialului topit din manta. Tiparul acestei mișcări este asemenea deplasării din interiorul unei celule de convecție (fig. II.7). Este aceeași mișcare circulară pe care o putem observa și în interiorul unui vas cu apă adusă la fierbere (fig. II.7, dreapta).

Fig.
II.7

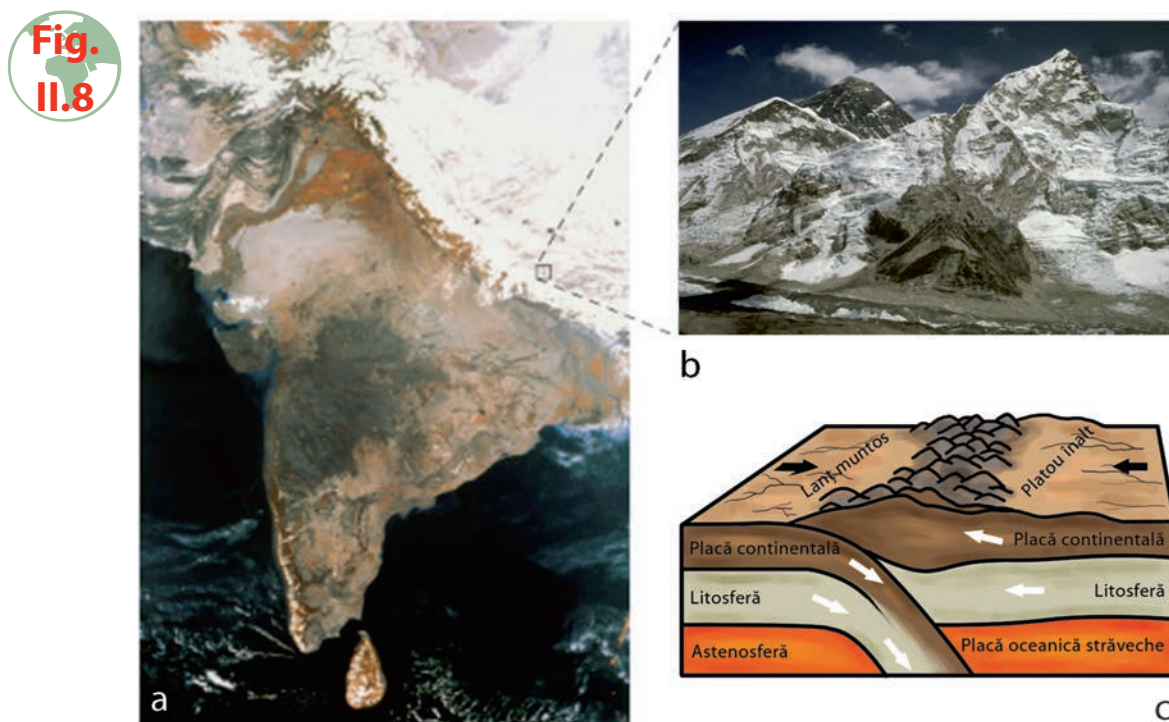
Secțiune transversală prin Pământ, pe care se pot vedea celulele de convecție din manta

În prezent, una dintre ipotezele care își propune să descrie modul de acțiune al forțelor ce generează mișcarea plăcilor nu poate explica fenomenul în toată complexitatea lui. Aceasta lucru se datorează faptului că forțele își au originea la adâncimi foarte mari în interiorul Pământului, mecanismul lor de acțiune neputând fi reprodus sau testat în laboratoare și nici

observat direct la suprafața Pământului. Faptul că plăcile tectonice s-au mișcat în trecut și se deplasează și în prezent este dincolo de orice îndoială; dar înțelegerea detaliilor despre *cum* și *de ce* se mișcă va continua să fie o provocare pentru cercetători.

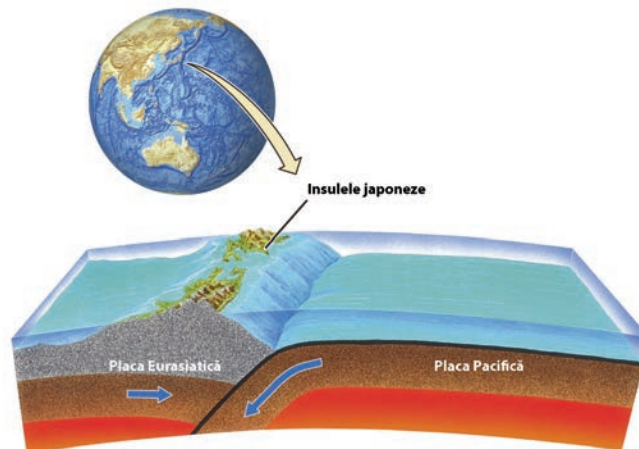
EPECTELE MIȘCĂRII PLĂCILOR

Pe măsură ce plăcile se deplasează pe suprafața Pământului, ele interacționează continuu. Spre deosebire de două automobile care se ciocnesc și apoi se opresc, mișcarea plăcilor aflate în coliziune se oprește foarte greu, posibil niciodată complet, datorită forțelor imense ce o conduc. Figura 11.8 arată o coliziune între două mase continentale: subcontinentul India, parte frontală a plăcii tectonice Indiene, se izbește de marginea continentului asiatic, parte a plăcii Euro-asiatice. Rezultatul a fost formarea lanțului muntos Himalayan (fig. 11.8b). O creastă a acestui lanț muntos a fost înălțată până la altitudini de peste 8.800 m printr-o mișcare lentă, dar uriașă ca forță și intensitate.



Lanțul muntos Himalayan – rezultat al interacției a două plăci tectonice: a) Subcontinentul India, imagine în infraroșu din satelit, în coliziune cu continentul asiatic, pe măsură ce se deplasează către nord, odată cu întreaga placă Indiană. Impactul a dus la ridicarea unei mase imense de roci ce a format lanțul muntos Himalayan (acoperit cu zăpadă, în colțul din dreapta sus a imaginii); b) Muntele Everest – rezultat al coliziunii dintre cele două mase continentale (creasta umbrită din fundalul imaginii) (sursa: <http://astronomy.nyu.edu.cn>); c) Schiță a interacției dintre cele două plăci (sursa: <http://bc.outcrop.org/images/tectonics/press4e/figure-02-09c.jpg>)

Nu toate interacțiile de plăci au ca urmare formarea unui lanț muntos. În cazul unui alt tip de interacție, denumită **subducție**, o placă este scufundată sub cealaltă, fiind distrusă pe măsură ce se afundă în manta. Zonele de pe glob în care au loc subducții sunt cele în care întâlnim și cele mai adânci **depresiuni ale fundului oceanic**. Aceste forme de relief impresionante nu pot fi însă surprinse în imagini reale.

Fig.
II.9

Imagine schițată a interacției dintre placa Euro-asiatică și cea Pacifică, cea din urmă fiind scufundată sub prima. Ca urmare, s-a format o depresiune oceanică alungită. Se poate vedea și localizarea acestei interacții pe globul terestru. (Sursa: <http://bc.outcrop.org/images/tectonics/press4e/figure-02-09a.jpg>)

Un alt efect al mișcării plăcilor este deplasarea unora pe lângă celelalte, fără să fie implicate într-o coliziune directă. Un exemplu ilustrativ este regiunea San Andreas din America de Nord, o zonă cu o seismicitate ridicată, ce constituie limita dintre placa Pacificului și cea a Americii de Nord. Mișcarea de-a lungul acestei zone este una de transformare (fig. II.10). Deplasarea acestor două plăci se poate asemui cu cea a unui mecanism insuficient uns, mișcarea nefiind nici constantă, nici lină.

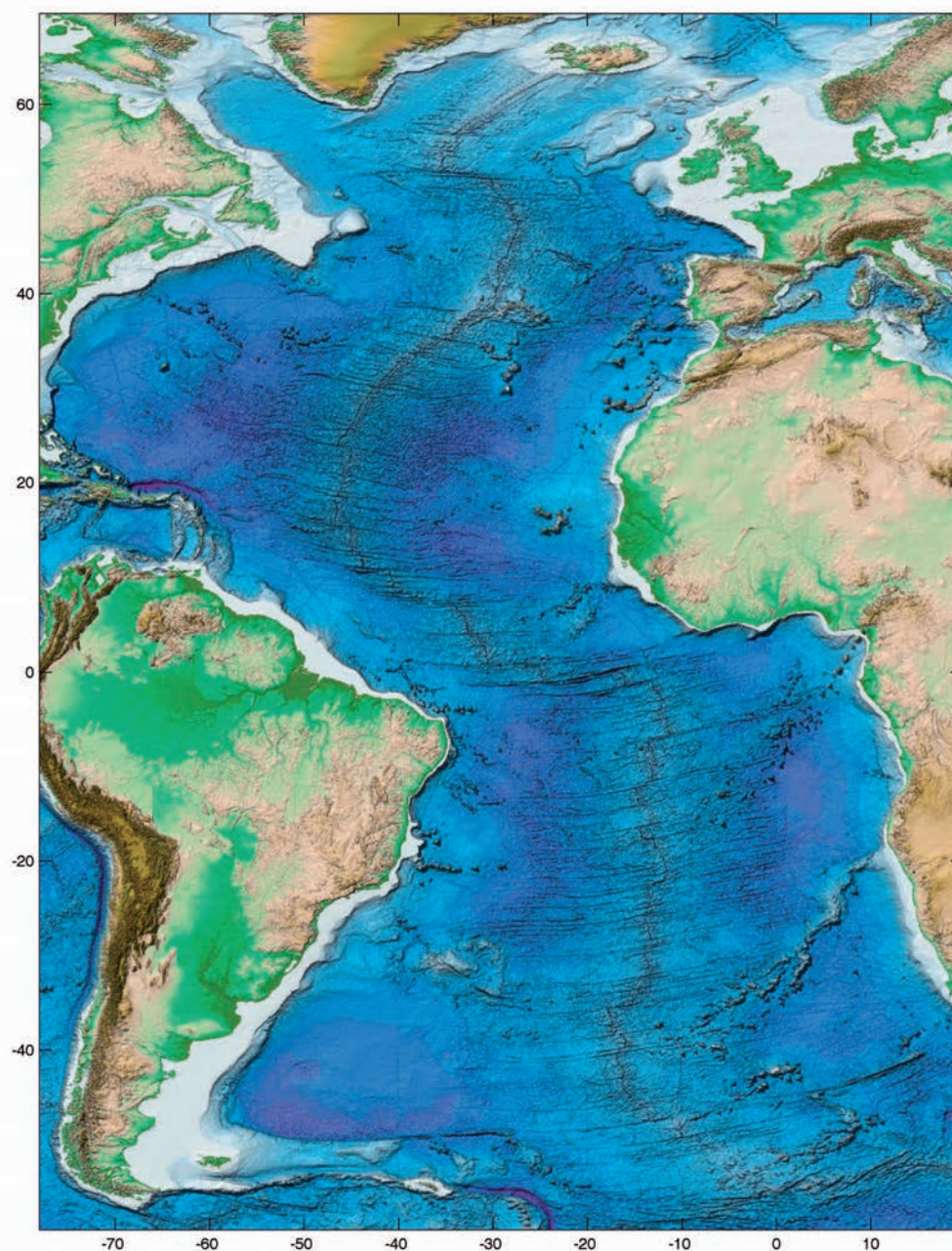
Fig.
II.10

Falia San Andreas rezultată ca urmare a deplasării plăcii Pacificului pe lângă placa Nord-Americană (sursa: <http://epod.usra.edu/blog/2006/11/elkhorn-scarp-along-san-andreas-fault.html>)

În anumite zone de pe glob, plăcile se depărtează unele de altele. Pe măsură ce se retrag, materia nouă din manta se ridică spre suprafață, se răcește, formând așa-numitele **rifturi medii-oceanice**. Acestea reprezintă depresiuni mediane oceanice adânci, mărginite de o parte și de alta de lanțuri de munți submarini, numite **dorsale medii-oceanice**.

În figura II.11 se poate observa limita ce separă plăcile Americii de Nord și de Sud de plăcile Euro-asiatică și Africană și care traversează Oceanul Atlantic de la nord la sud. Această modificare de relief a fost descoperită în timpul celui de-Al Doilea Război Mondial, cu ajutorul submarinelor ce studiau geografia fundului oceanic, de atunci fiind intitulată *Riftul Mediu-Oceanic*. Se întinde, precum cusătura de pe o minge de baseball, din Scandinavia (Atlanticul de Nord) și până în capătul sudic al Americii de Sud (Cape Horn). Întregul rift este caracterizat de o seismicitate ridicată, precum și de o activitate vulcanică importantă. Un singur segment se înalță deasupra nivelului oceanului, formând insula Islanda.

Fig.
II.11

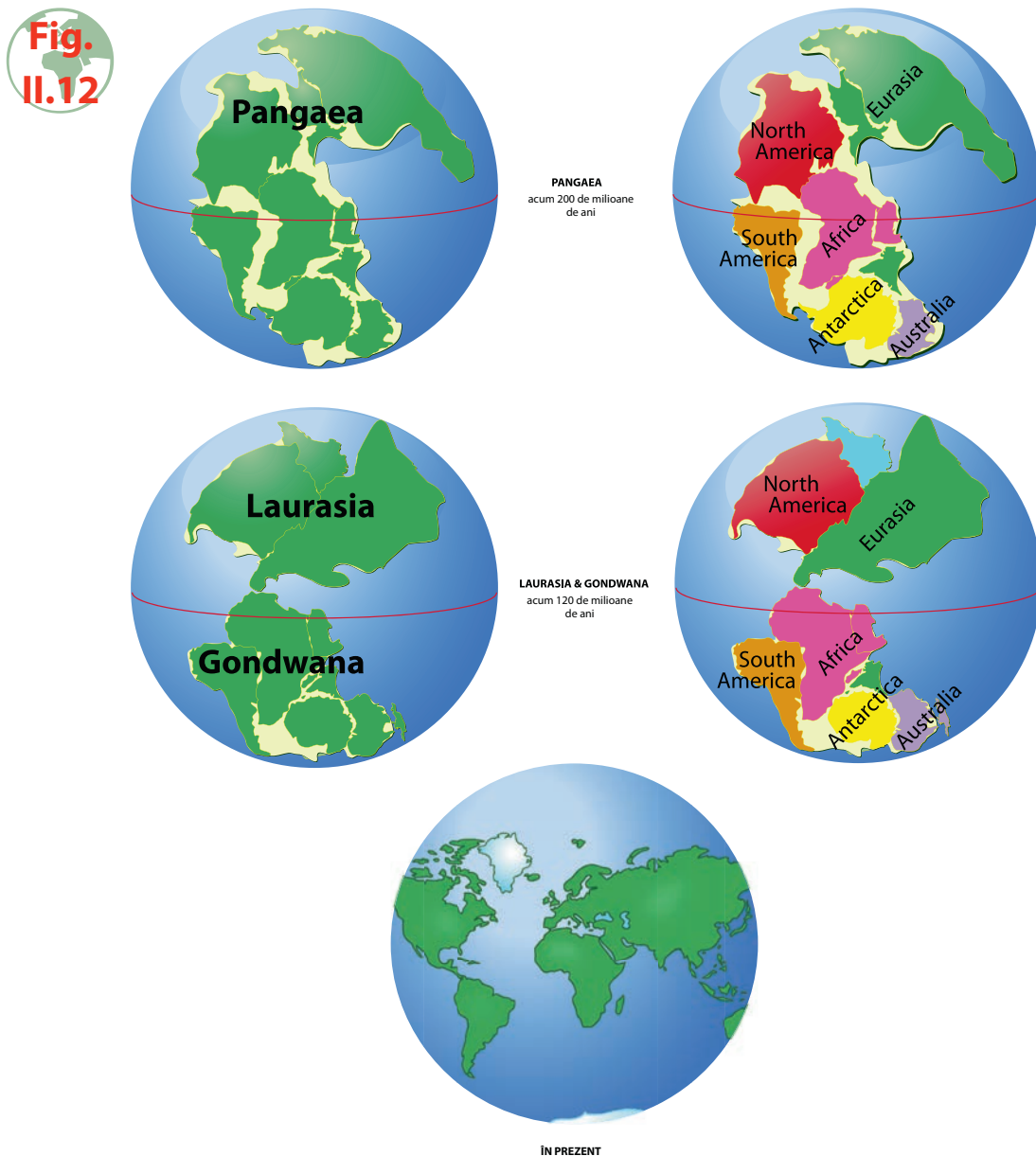


Imagine din satelit ce surprinde marele Rift Mediu-Oceanic

TEORIA DERIVEI CONTINENTALE ȘI TEORIA PLĂCILOR TECTONICE

Deriva continentelor reprezintă mișcarea continentelor și schimbarea, de-a lungul timpului, a poziției relative a unora față de celelalte. Ideea potrivit căreia continentele nu au fost dintotdeauna în pozițiile lor actuale a fost vehiculată cu mult înainte de secolul XX. Cu toate acestea, abia în 1912, teoria a fost dezbătută în mod serios, după publicarea ei de către meteorologul german *Alfred Wegener*, în două articole intitulate „Deriva Continentelor”. El susținea că, acum aproximativ 200 de milioane de ani, singura masă continentală existentă pe Pământ, supercontinentul *Pangaea*, a început să se fragmenteze. Profesorul de geologie *Du Toit* a susținut că *Pangaea* s-a fragmentat, mai întâi, în două continente: *Laurasia*, în

emisfera nordică, și Gondwanaland, în emisfera sudică. Acestea au continuat să se rupă într-un număr mare de bucăți, ce au format continentele de astăzi (fig. II.12).



Formarea și fragmentarea supercontinentului Pangaea (sursa: dreamstime)

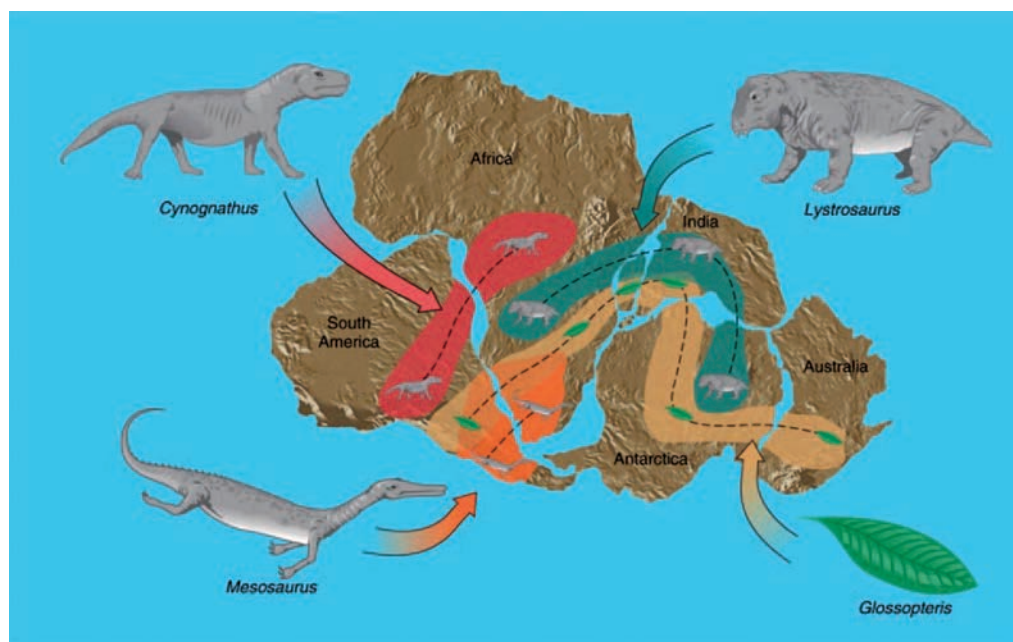
Ca indicii clare în susținerea teoriei sale, *Wegener* amintea:

- potrivirea aproape perfectă a continentelor America de Sud și Africa (fig. II.13);
- că un număr mare de specii de plante și animale se regăsesc pe țărmul celor două continente separate de Oceanul Atlantic (fig. II.13);
- că rocile de pe țămurile aceluiași două continente au aceeași vechime și aceeași constituție.

Teoria derivei continentale a marcat începutul unei noi abordări asupra evoluției Pământului. Punctul slab al teoriei era imposibilitatea de a explica originea forțelor capabile să deplaseze mase atât de mari de rocă pe distanțe atât de mari. *Wegener* sugera că masele

continentale „brăzdează” fundul oceanelor. Ideea a fost contrazisă de către *Harold Jeffreys*, un reputat geofizician englez, care și-a argumentat afirmația cu faptul că, din punct de vedere fizic, este imposibil ca o masă atât de mare de roci să se deplaseze pe fundul oceanului fără să se fragmenteze.

Fig.
II.13



După cum au observat Snider-Pellegrini și, mai târziu, Wegener, locațiile anumitor fosile de plante și animale, despărțite în zilele noastre de distanțe foarte mari, descriu anumite trasee (sugerate prin benzi colorate), dacă continentele ar fi reunite (sursa: <http://www.suu.edu/faculty/colberg/Hazards/PlateTectonics/Drift1.jpg>)

Teoria derivei continentale a stat la baza teoriei plăcilor tectonice. După cum am menționat și mai sus, o placă este o masă mare de roci solide, cu formă neregulată. Cuvântul **tectonic** este de origine greacă și înseamnă „a construi”. Deci, plăcile tectonice sugerează faptul că suprafața Pământului este „construită” din mase mari de rocă.

Teoria plăcilor tectonice susține tocmai faptul că stratul extern al Pământului este fragmentat într-un număr variat de plăci majore și minore, care se deplasează unele în raport cu celelalte, „plutind” pe un material fierbinte, mai dens și în stare semi-solidă (manta).

La începutul anilor 60, *Fred Vine* și *Drummond Matthews* au susținut că fundul oceanelor se extinde pornind de la **dorsalele medii oceanice**. Acestea reprezintă lanțuri de munți situați pe fundul unor oceane, care s-au format în decursul timpului geologic de o parte și de alta a unei falii prin care magma se ridică din astenosferă. Zona caracterizează limita dintre două plăci litosferice care au o mișcare divergentă. Procesul își găsește perechea în zona marilor **fose oceanice**, acolo unde plăcile se află în coliziune, unde litosfera este absorbită și retopită în astenosferă (fig. II.14).

Astfel, pe la 1968, s-a conturat o nouă explicație pentru dinamica suprafeței Pământului, reunită sub conceptul de „tectonica plăcilor”. Această teorie explică faptul că mișcarea suprafeței Pământului se face la nivel de placă litosferică și implică atât zonele continentale, cât și fundul oceanic.