# 1. Poziționarea fizico-geografică a României

Poziția României reprezintă locul ocupat de aceasta, față de celelalte țări ale lumii și față de principalele elemente geografice. Din perspectivă fizico-geografică, poziționarea trebuie raportată la principalele repere fizico-geografice: sistemul de coordonate geografice, emisferele, uscatul continental și continentele și marile unități fizico-geografice ale Europei.

## 1.1. Poziția pe Glob

Dacă ar trebui să atribuim o valoare rotunjită de poziționare pe glob a României (Fig. 1 și 2) în sistemul de coordonate geografice[1], atunci răspunsul este: 46° latitudine (φ) nordică (N), 25° longitudine (λ) estică (E). Această poziție matematică ne spune că teritoriul României se află aproximativ la jumătatea distanței dintre Ecuator și Polul Nord. Paralela de 45° trece prin partea central-sudică a țării, pe aliniamentul orașelor Târgu Jiu, Râmnicu Vâlcea, Târgoviște, Ploiești, Mizil.

Dacă încadrăm forma frontierei de stat a României cu un dreptunghi atunci laturile acestuia sunt definite de paralele și meridiane date de intersecția frontierei de stat a României cu acest dreptunghi, rezultând 4 puncte extreme:

- Punctul extrem nordic: în proximitatea loc. Horodiștea ϕ 48° 15’ 55,7669” N - λ 26° 42’ 05.7713” E;
- Punctul extrem sudic: în proximitatea loc. Zimnicea ϕ 43° 37’ 09,0251” N - λ 25° 23’ 30.0853” E;
- Punctul extrem vestic: în proximitatea loc. Beba Veche ϕ 46° 07’ 17.3420” N - λ 20° 15’ 49,1664”E;
- Punctul extrem estic: în proximitatea localității Sulina ϕ 45° 09’ 56.9762” N - λ 29° 43’ 01,1948”E.

Punctul geometric central (centroidul) se află în proximitatea paralelei de 46° latitudine nordică și 25° longitudine estică, la est de localitatea Făgăraș.

**Exercițiu:** Determinați punctele extreme ale frontierelor României cu ajutorul unei aplicații SIG[2], cum ar fi QGIS[3], și pe baza datelor spațiale privind frontiera de stat a României[4].

Cea mai importantă consecință a poziționării în latitudine, ca efect al intensității radiației solare este dată de prezenta climatului temperat. Variația intensității radiației solare generează și variația duratei zilelor și nopților, cu efecte în fluxul caloric și individualizarea a patru anotimpuri.

---

[1] Sistemul de coordonate geografice, geocentric, utilizează latitudinea, longitudinea și altitudinea pentru poziționarea pe Glob, acesta fiind considerat o sferă

[2] Sistem Informațional Geografic

[3] QuantumGIS, http://www.qgis.org

[4] https://data.gov.ro/dataset/unitati-administrativ-teritoriale sau https://www.geomil.ro/Produse/GranitaRomania

Dispunerea României pe circa 5° latitudine N presupune o diminuare a fluxului radiativ de la Sud spre Nord, ceea ce implică zonalitatea latitudinală a climei, vegetației și solurilor (paralelism fito-pedo-climatic). Această dispunere implică și o durată inegală a zilelor și a nopților la solstiții. Ziua cea mai lungă (16:05 ore) se înregistrează la Solstițiul de vară (21/22 iunie) în punctul cel mai nordic, în timp ce noaptea cea mai lungă (15:40 ore) se înregistrează la Solstițiul de iarnă (21/22 decembrie) tot în punctul extrem nordic.

Diferența de 9° longitudine generează o diferență între orele locale la extremități de 37 de minute. România aparține fusului orar GMT+2, adică Greenwich Mean Time plus două ore, fus cu meridianul central la 30° longitudine. Din rațiuni de sănătate și de economie energetică, vara, timpul universal (UTC) se decalează cu o oră (GMT+3 – Daylight Saving Time), în ultima săptămână a lunii martie, revenirea la UTC făcându-se în ultima săptămână din luna octombrie.

Distanța pe axa Nord-Sud este de 518 km iar pe axa Vest-Est este de 736 km.

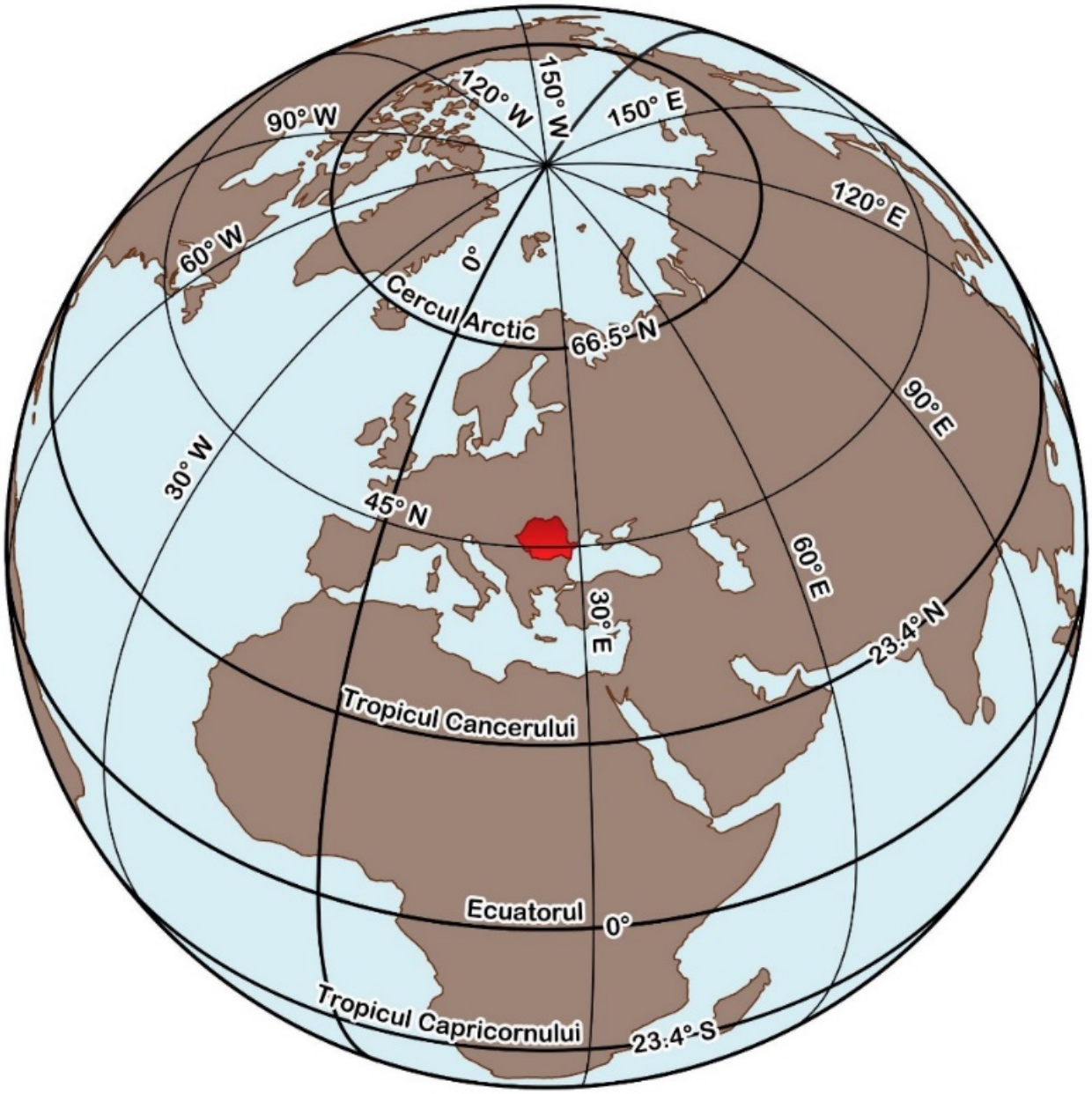



*Figura 1. Poziționarea matematică a României pe Glob.*

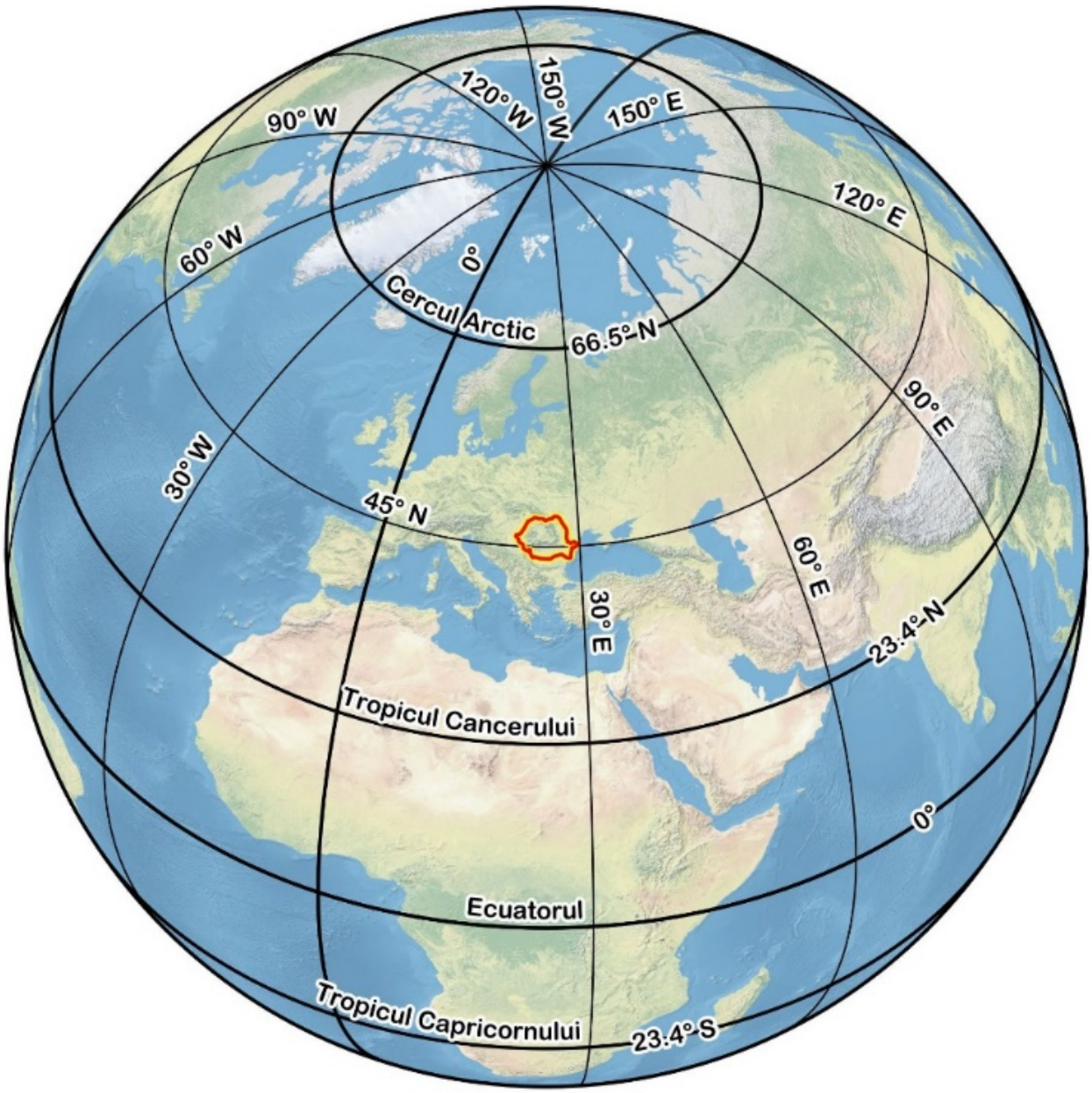
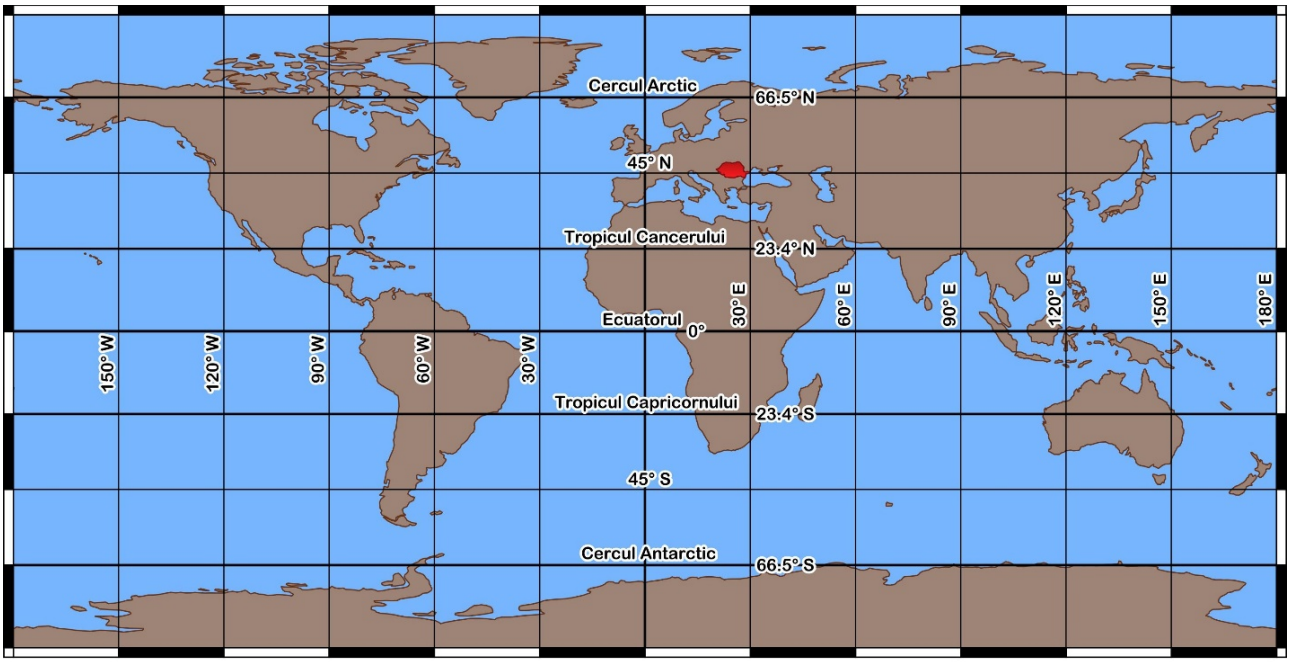



*Figura 2. Poziționarea matematică a României pe Glob și distribuția principalelor elemente fizico-geografice (reprezentate prin setul de date raster Natural Earth - https://www.naturalearthdata.com/).*




Scara 1:150 000 000 Proiecție Echidistantă Cilindrică (Plate Carrée) EPSG:4326

*Figura 3. Poziționarea matematică a României pe Glob în proiecție echidistantă cilindrică (Plate Carrée).*

## 1.2. Poziția în Europa

România este situată la Nord de Dunăre, aparținând domeniului continental. România nu poate fi considerată o țară balcanică din punct de vedere geografic, acest termen fiind preluat din geopolitică. România poate fi considerată o țară balcanică doar din punct de vedere geopolitic, deoarece este semnatară a Tratatului balcanic.

Din punctul central al României până în părțile extreme ale Europei continentale distanțele sunt aproximativ egale, excepție făcând punctul extrem sudic al Europei: Nord – Capul Nord (Norvegia) 2800 km, Sud – Capul Matapan (Grecia) 1000 km, Vest – Capul Finister (Spania) 2750 km, Est – Munții Urali (Rusia) 2706 km, de unde putem concluziona că România este o țară situată în **Europa Centrală**, mai precis în partea sud-estică a Europei Centrale. Punctul central geometric al Europei se află la nord-vest de România.

Cea mai importantă consecință a poziționării este tot de natură climatică, respectiv continentalismul climatic, manifestat prin tendințele de aridizare, moderate în vestul țării și excesive în est. Pe fondul acestui continentalism, aceeași poziție în Europa determină și influențele climatice: oceanice în vest, mediteraneene în sud, baltice în nord și continental excesive în est. Influențele climatice se răsfrâng și asupra vegetației (limita fagului, limita viței de vie).

România are o poziție central-sudică în cadrul continentului european. Apartenența României la țările est-europene este falsă din punct de vedere fizico-geografic, bazându-se tot pe criterii geopolitice.

## 1.3. Suprafața, frontiera și granițele României

România are o suprafață de 238 401 km$^2$ și un perimetru de 3313 km, granițele fiind stabilite după al Doilea Război Mondial, la Tratatul de Pace de la Paris (1947) când România a pierdut teritoriul Basarabiei, ținutul Hertei și Nordul Bucovinei în favoarea Uniunii Sovietice și Cadrilaterul (Dobrogea de Sud) în favoarea Bulgariei.

**Frontiera de stat și geomorfologia:** "Frontiera de stat a României este marcată, de regulă, în teren, prin semne de frontieră, ale căror date topogeodezice sînt prevăzute în documentele de demarcare încheiate între statul român și statele vecine. În scopul menținerii vizibilității și asigurării protecției semnelor de frontieră se constituie culoarul de frontieră, a cărui lățime se convine de către statul român cu fiecare dintre statele vecine" (Art. 3 din Legea nr. 56 din 4 iunie 1992 privind frontiera de stat a României). Pe teren aceste puncte sunt demarcate prin picheți. În cazul frontierei aflate dea lungul albiilor de râu, fiecare stat marchează proprii picheți pe partea sa de frontieră, punctul exact al acesteia fiind la mijlocul distanței dintre cei doi picheți marcați pe ambele maluri. Albiile de râu știm însă că evoluează natural prin eroziunea malurilor, mai ales acolo unde nu există construcții hidrotehnice. Acesta este și cazul frontierei României cu Republica Moldova aflată dea lungul râului Prut. În sectorul localității Prisăcani[5] (jud. Iași) există astfel de sectoare în care eroziunea malurilor duce la erodarea picheților de pe ambele maluri. În aceste situații albia râului se deplasează în interiorul unuia dintre state, schimbând contextul geografic al frontierei. Rezolvarea problemei se realizează de comun acord la un moment dat prin reluarea măsurătorilor. Situații și mai complicate sunt cele de autocaptare a meandrelor, când suprafața în cauză este destul de însemnată. Un meandru în curs de autocaptare există în arealul Prisăcani, în zona satului strămutat Sălăgeni[6] (strămutat datorită inundațiilor frecvente).

Câștigul sau pierderea de suprafață a României în favoarea mării este un alt component relaționat de geomorfologie, în continuare fiind prezentate două cazuri recente de extindere a suprafeței.

Cazul lărgirii plajei de la Mamaia-Mamaia Nord: Administrația Bazinală de Apă Dobrogea-Litoral a contractat lucrări de extinderea plajei la o lățime medie de 100 m pe o lungime de 6950 m. Plaja emersă va avea și un sector submers care să asigure regenerarea plajei și protecția în timpul furtunilor. În anul 2022 această amenajare este în curs, dar pe sectorul deja lărgit a apărut o situație de natură cadastrală: noul teritoriu apărut ca urmare a acțiunii antropice nu este întabulat, deci nu este încă recunoscut din punct de vedere legal. Aceeași situație apare și la nivelul arealelor costiere erodate[7], unde pierderea de suprafață poate fi recunoscută legal doar după măsurători topo-geodezice și înregistrare cadastrală.

Cazul deltei secundare Chilia: în zona de vărsare a brațului Chilia, într-o lagună creată prin închiderea cu un cordon litoral (Laguna Roșca-Merhei), în ultimii 250 de ani a fost creat un lob deltaic, Chilia cu o

[5] Butnariu Daniel George, Stătescu Florian, Mărgărint Mihai Ciprian, Niculiță Mihai (2017) The Recent Evolution of the Prut River Channel in the Territorial Administrative Unit of Prisăcani Commune - Iaşi County. RevCAD Journal of Geodesy and Cadastre, 22, 31-40. https://www.ceeol.com/search/article-detail?id=810593

[6] Văculișteanu Georgiana, Niculiță Mihai, Mărgărint Mihai Ciprian (2019) Natural hazards and their impact on rural settlements in NE Romania – a cartographical approach. OpenGeosciences, 11, 765-782, https://doi.org/10.1515/geo-2019-0060, a se vedea Figura 8

[7] Pentru detalii, a se vedea Vespremeanu-Stroe Alfred, Tătui Florin, Constantinescu Ștefan, Zăinescu Florin (2017) Danube Delta Coastline Evolution (1856–2010). În: M. Rădoane și A. Vespremeanu-Stroe (coord.), Landform Dynamics and Evolution in Romania, Springer Geography, 551-564. https://doi.org/10.1007/978-3-319-32589-7_23, și Constantinescu Ștefan (2017) Soft Cliffs Retreat Under the Shadow of Three Ports on the Southern Romanian Coast. În: M. Rădoane și A. Vespremeanu-Stroe (coord.), Landform Dynamics and Evolution in Romania, Springer Geography, 551-564. https://doi.org/10.1007/978-3-319-32589-7_24

suprafață de 8% din suprafața câmpiei deltaice[8]. Acest lob deltaic a extins suprafața României, granița aflân-

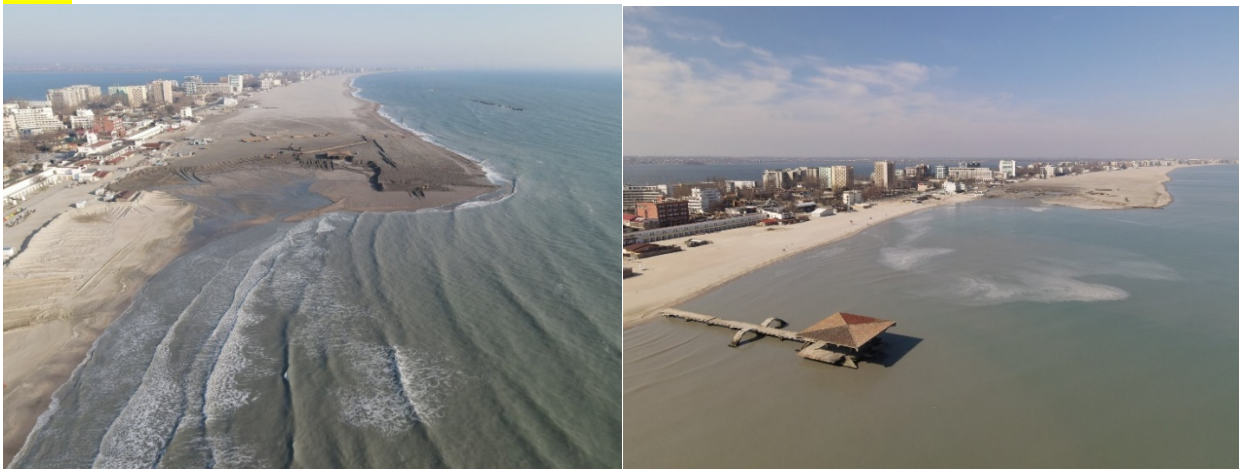


*Figura 4. Activitatea de regenerare a plajei în sectorul Mamaia (sursa Administrația Bazinală de Apă Dobrogea-Litoral)*

du-se pe zona mediană a albiei brațului Chilia și apoi a brațului secundar Musura. Sedimentele aduse de acest braț vor sedimenta pe viitor și Golful Musura, extinzând asftel suprafața terestră a țării.

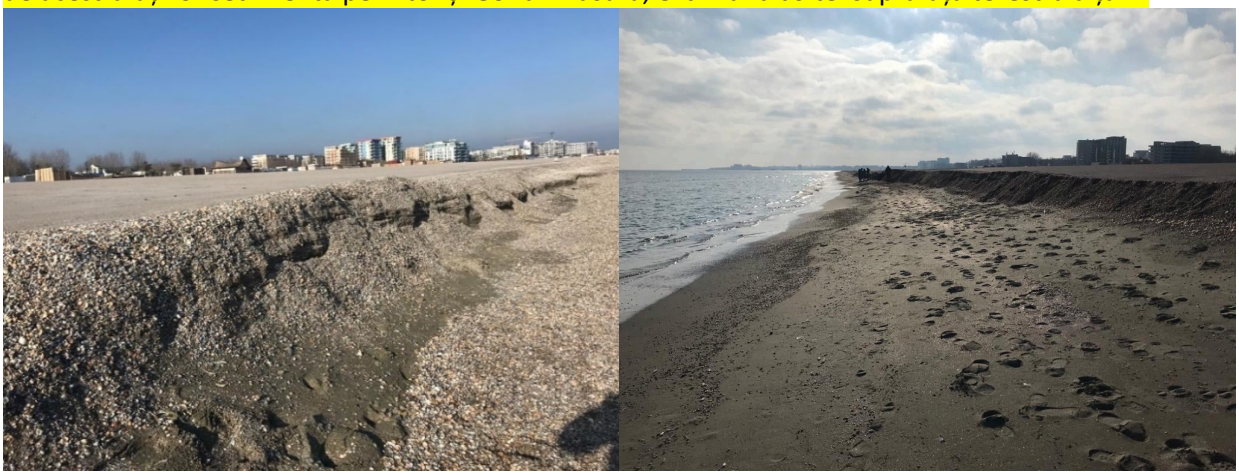


*Figura 5. Eroziunea plajei regenerate în sectorul Mamaia (sursa Administrația Bazinală de Apă Dobrogea-Litoral)*

Granița la nivelul zonelor marine este reglementată de legile internaționale[9] (Convenția națiunilor Unite privind Legea Mării), insulele naturale putând uneori să genereze zone extinse de jurisdicție, sub forma zonelor economice exclusive sau a drepturilor asupra platformei continentale, deși practica nu este unitară, făcându-se distincția dintre insule și roci[10] (conform Articolului 121 din convenția amintită mai sus, insulele care nu pot susține o habitație umană sau o viață economică sunt considerate roci și nu pot genera zone economice exclusive sau drepturi asupra platformei continentale). În cazul României, în perioada contemporană, a fost judecată recent situația Insulei Șerpilor și a efectului acesteia asupra

[8] Vespremeanu-Stroe Alfred, Zăinescu Florin, Preoteasa Luminiţa, Tătui Florin, Rotaru Sabin, Morhange Christophe, Stoica Marius, Hanganu Jenică, Timar-Gabor Alida, Cârdan Ionela, Piotrowska Natalia (2017) Holocene evolution of the Danube delta: An integral reconstruction and a revised chronology. Marine Geology

[9] https://www.un.org/Depts/los/convention_agreements/texts/unclos/closindx.htm

[10] Clive Schofield (2012) Islands or Rocks, Is that the Real Question? The Treatment of Islands in the Delimitation of Maritime Boundaries. În: Myron H. Nordquist, John Norton Moore, Alfred H.A. Soons și Hak-So Kim (coord.), The Law of the Sea Convention: US Accession and Globalization. Martinus Nijhoff Publishers, 322–340.

limitelor. Datorită neajungerii la o înțelegere, România și Ucraina au ajuns la Curtea Internațională de Justiție de la Haga, care a decis pe 3 februarie 2009 trasarea limitelor astfel[11]: principiul echidistanței se aplică pornind de la vărsarea continentală a brațului Sulina (și nu a jetiului[12]), iar Insula Șerpilor nu este o insulă capabilă să genereze altceva decât o extindere de 12 mile marine. Astfel limita de demarcație a apelor teritoriale a fost stabilită conform hărții din Figura 7.

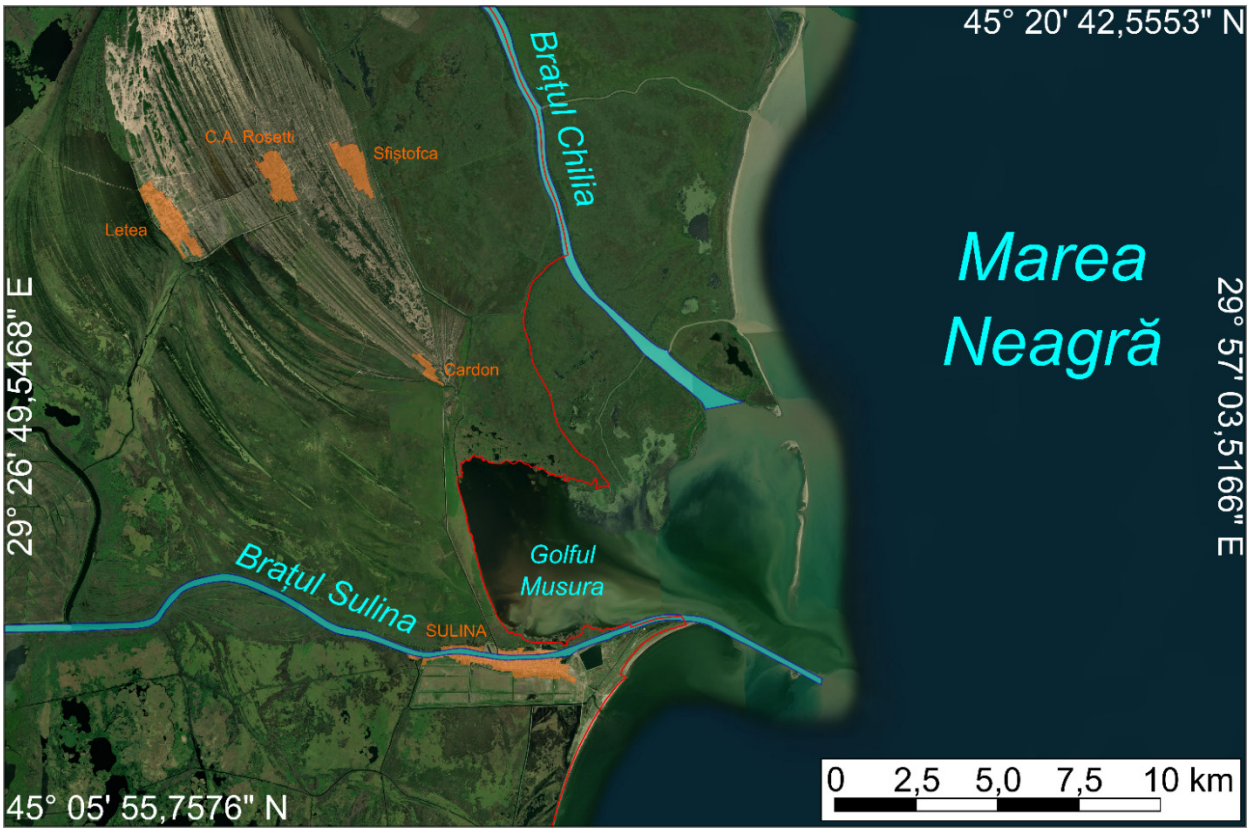



*Figura 6. Granița de stat (linie roșie) în zona Sulina-Brațul Chilia*

Pe baza suprafeței, România este considerată o țară de dimensiuni mici spre mijlocii. Granițele actuale ale României sunt fie granițe naturale (în sud, sud-est sau est – Dunărea, Marea Neagră, Prutul), fie antropice.

Vecinii României sunt:

- la est și nord-est – Republica Moldova;
- la est și nord – Ucraina;
- la vest și nord-vest – Ungaria;
- la dus-vest – Serbia;
- la sud – Bulgaria.

[11] International Court of Justice, Press Release, Unofficial, No. 2009/9, 3 February 2009, Maritime Delimitation in the Black Sea (Romania v. Ukraine), The Court establishes the single maritime boundary delimiting the continental shelf, and exclusive economic zones of Romania and Ukraine.

[12] Budileanu Marius (2018) Evoluția gurii de vărsare Sulina pe baza modelelor numerice batimetrice, Editura Ars Docendi, București, 148 pag.

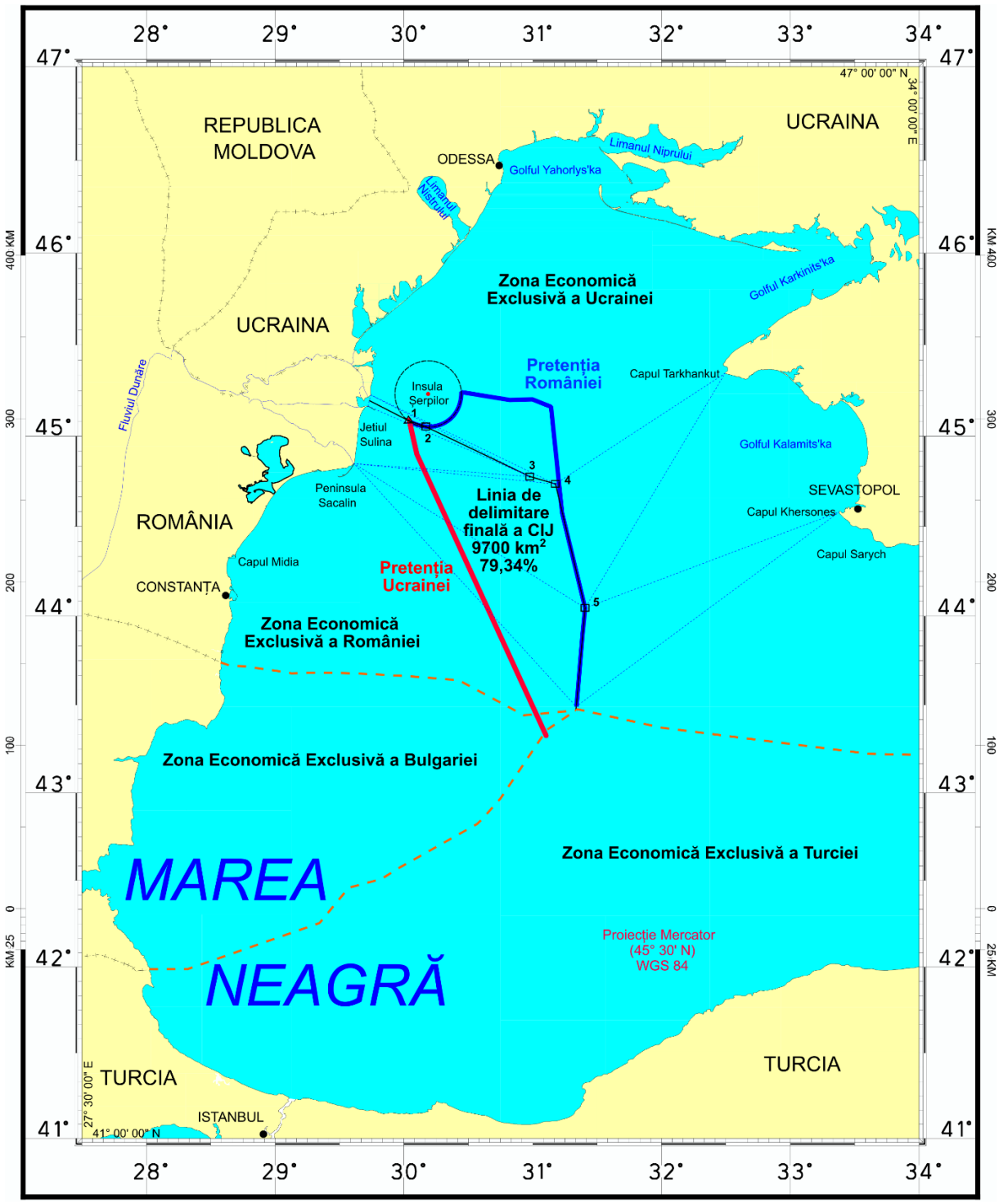



*Figura 7. Harta care însoțește decizia Curții Internaționale de la Haga cu o serie de completări[13], inclusive date de pe https://www.marineregions.org/.*

[13] International Court of Justice: Maritime delimitation in the Black Sea (Romania v. Ukraine), International Legal Materials, Vol. 48, No. 3 (2009), pp. 693-741. http://www.jstor.org/stable/20695915

## 1.4. România, țară Carpatică, dunăreană și pontică

Din punct de vedere fizico- geografic, teritoriul României se distinge prin trei elemente de referință:

- ca țară Carpatică: deoarece 2/3 din lanțul muntos Carpatic se afla pe teritoriul țării noastre, iar Carpații reprezintă scheletul orografic al țării;
- ca țară dunăreană: deoarece 1075 de km (38%) din cei 2860 km ai Dunării se află pe teritoriul României, și în România se află gurile de vărsare;
- ca țară pontică: deoarece România are deschidere la Marea Neagră pe o distanță de 244/245 km.

# 2. Evoluția paleogeografică a României

Aspectul actual al reliefului României s-a realizat de-a lungul timpului geologic din cele mai vechi timpuri și până la începutul Cuaternarului însă desăvârșirea aspectului actual s-a realizat în Pleistocenul superior și Holocen. În paralel cu evoluția geologică a Terrei pe măsură ce au apărut suprafețele de uscat care au ajuns să se individualizeze în ceea ce astăzi numim România, au existat o serie de medii, predominant marine, care pot fi reconstituite ușor după petrografia, sedimentologia și geochimia rocilor existente la suprafață sau în adâncime. Cu toate acestea ar fi profund greșit să considerăm aceste medii ca fiind paleomedii "caracteristice" trecutului paleogeografic al României, deoarece integritatea sa teritorială a apărut destul de târziu, abia în Pleistocen.

Individualizarea principalelor unități morfostructurale reprezintă consecința acțiunii unor forte interne, denumite și forțe tectonice la care se adaugă acțiunea forțelor externe (apă, vânt, gheață). Forțele tectonice sunt răspunzătoare de producerea unor mișcări ale scoarței terestre care au cunoscut de-a lungul timpului atât faze de paroxism cât și faze de calm tectonic.

Teoria tectonicii globale ne pune la dispoziție o explicație a realității tectonice actuale, cât și posibilitatea de a reconstitui paleogeografia trecută, prin identificarea plăcilor tectonice, a evoluției lor și a relației cu masele de uscat și apă. Motorul tectonicii este reprezentat de natura fluidă a astenosferei, ca topitură silicatică (magmă), care prin solidificare la nivelul rifturilor[14] generează nouă scoarță oceanică. Rata de generare a noii scoarțe nu este constantă nici la nivel temporal (Cretacic față de Miocen) și nici spațial (riftul medio-altantic față de rifturile pacifice). Viteza de răcire a magmei influențează și grosimea scoarței oceanice, astfel că, dacă se consideră că volumul de apă a fost constant pe parcursul evoluției Terrei, atunci aceste variații de grosime a scoarței oceanice pot influența nivelul mărilor și oceanelor creând ridicări respectiv coborâri ale nivelului marin (mișcări eustatice) (Molnar, 2015).

În categoria mișcărilor tectonice discutam de trei tipuri de mișcări.

A. Mișcările orogenetice sunt mișcări ample ale scoarței terestre și sunt răspunzătoare pentru cutarea munților.

Sub impulsul forțelor tectonice în cazul mișcărilor orogenetice au loc ample procese de cutare și de înălțare a unor straturi de roci depuse inițial într-un bazin marin. Pe lângă cutări și înălțări, în cazul acestor mișcări se realizează ample mișcări de șariaj în care rocile sunt împinse unele peste altele ceea ce face ca roci mult mai vechi să apară peste altele mult mai noi. În plus, datorită presiunilor tectonice și temperaturilor ridicate mișcările orogenetice produc și metamorfozarea unor roci preexistente. Pe lângă acestea, mișcările orogenetice au fost însoțite și de fenomene de magmatism și vulcanism, rezultând suite de roci magmatice.

Mișcările orogenetice derulate de-a lungul timpului geologic în cadrul unor cicluri complete de evoluție, trec prin mai multe faze de evoluție, respectiv:

i) faza de **gliptogeneză** când în scoarța terestră se deschide un rift, iar acesta este acoperit cu ape marine; acest fenomen presupune formarea unui geosinclinal;

ii) faza de **litogeneză** în care în geosinclinalul nou creat se acumulează progresiv sedimente;

[14] Un model analog ușor de folosit pentru înțelegerea evoluției rifturilor marine este disponibil aici: https://web.viu.ca/earle/transform-model/

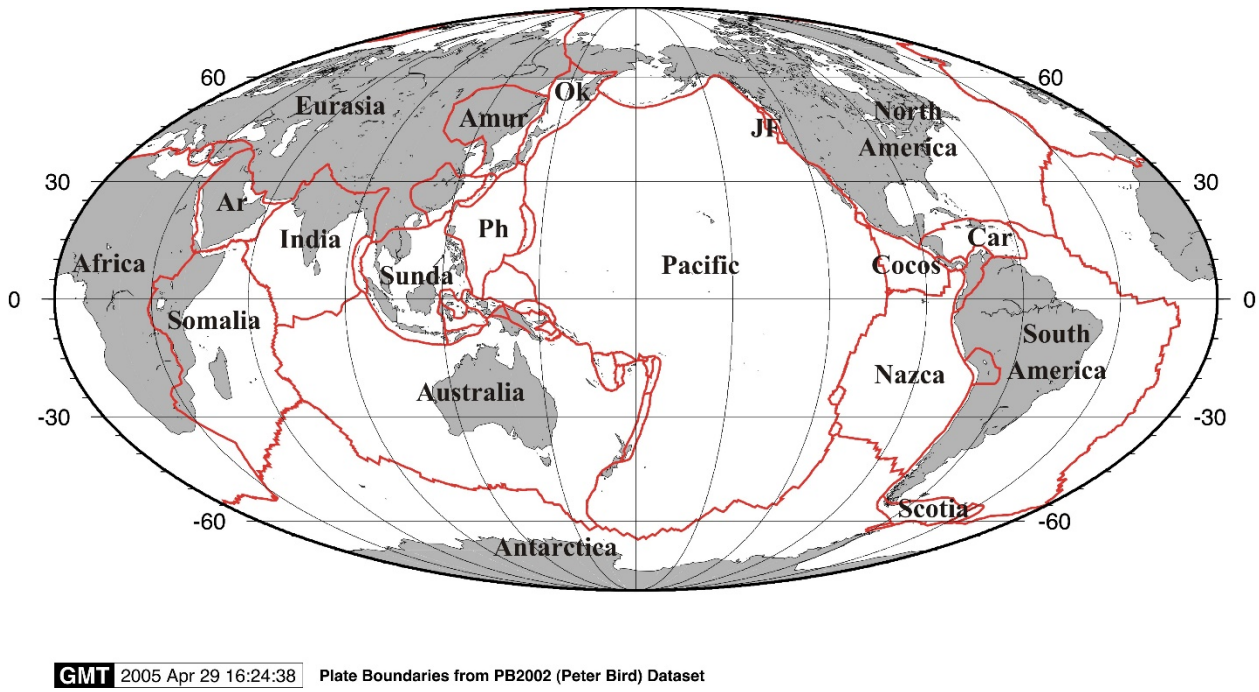



*Figura 8 Limitele plăcilor tectonice majore[15] (https://www.earthbyte.org/Resources/resources_plate_boundaries.html)*

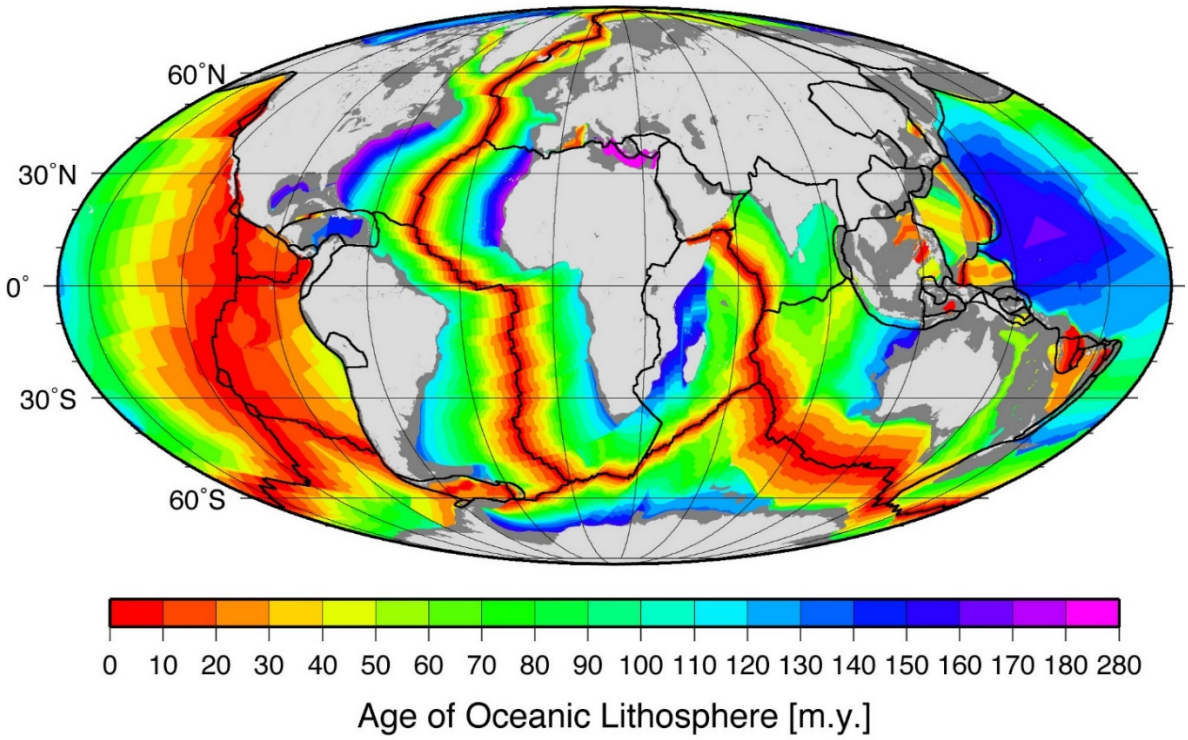



*Figura 9 Vârsta crustei oceanice[16] (https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/ocean_age/ocean_age_2008.html)*

[15] Bird, P. (2003) An updated digital model of plate boundaries, Geochemistry Geophysics Geosystems, 4(3), 1027, doi:10.1029/2001GC000252

[16] Müller, R.D., M. Sdrolias, C. Gaina, and W.R. Roest 2008. Age, spreading rates and spreading symmetry of the world's ocean crust, Geochem. Geophys. Geosyst., 9, Q04006, doi:10.1029/2007GC001743.

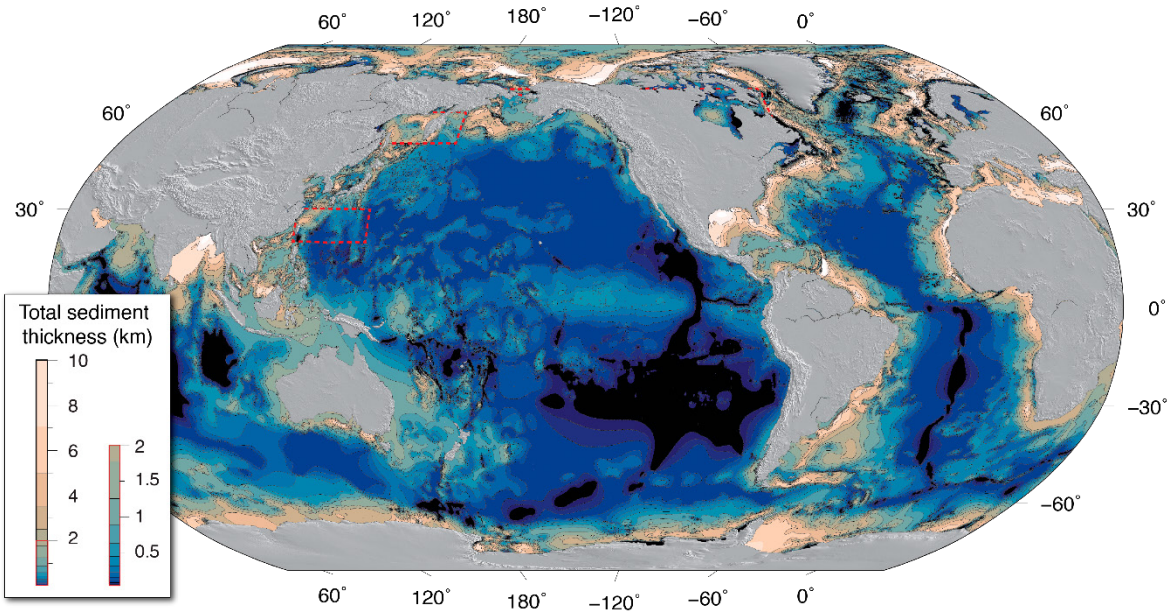



*Figura 10 Grosimea totală a sedimentelor oceanice și a mărilor marginale[17] (https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/sedthick/)*

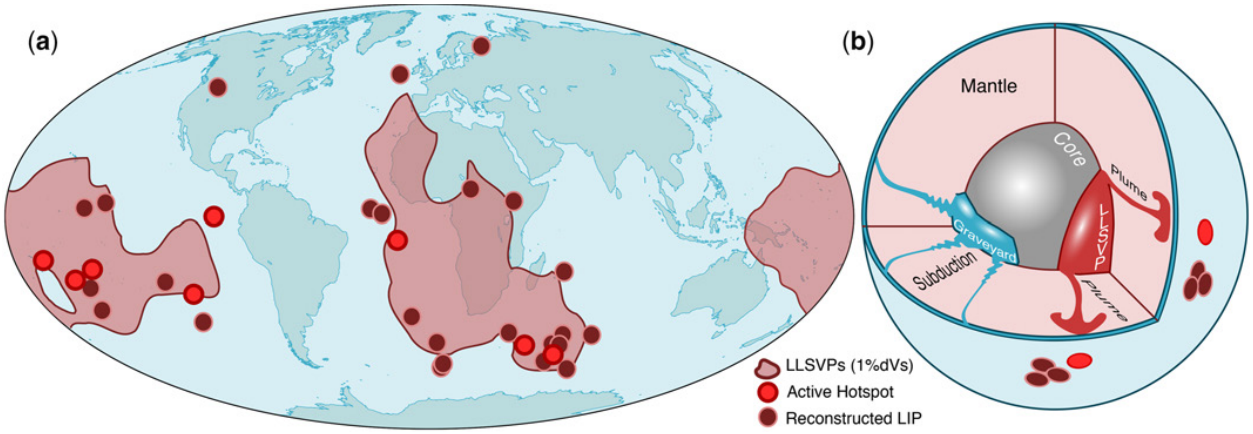


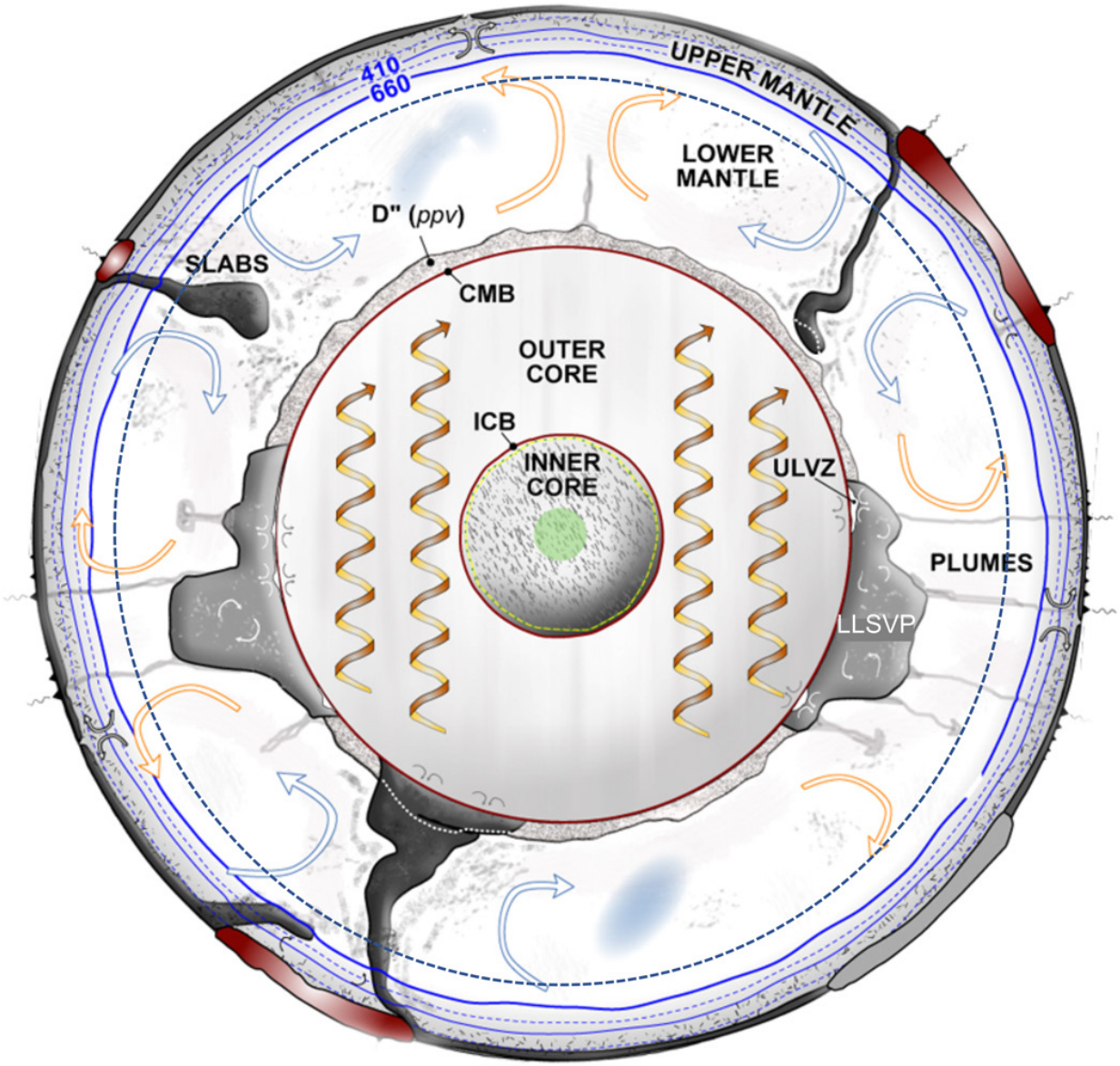

*Figura 11 Locația provinciilor cu viteză mică de forfecare (LLSVP) și a marilor provincii magmatice (LIP).*

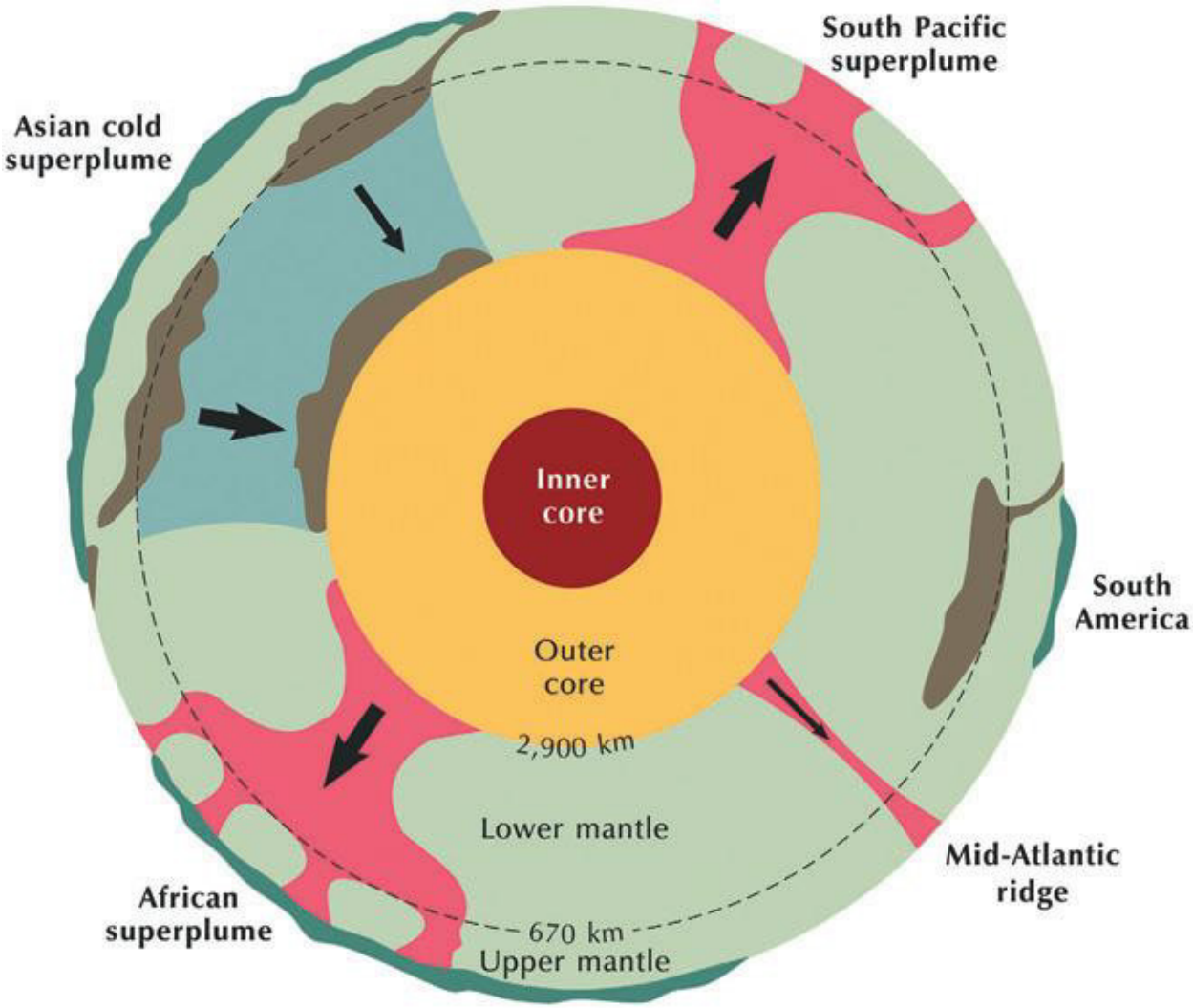
i) faza de **orogeneză** în care sedimentele din geosinclinal datorită acțiunii forțelor tectonice majore se cutează și se înalță; în această fază apar la zi ansambluri orogenetice cutate în timp ce apele marine se restrâng formând geosinclinale mai mici și avantfose;

ii) faza de **cratonizare** sau cratogen în care ansamblu creat devine rigid intrând sub acțiunea modelatoare a agenților externi;

iii) faza de **peneplenizare** în care în urma unei evoluții subaeriene îndelungate ansamblul de relief analizat anterior este intens nivelat până se atinge stadiul de peneplenă care reprezintă o suprafață cvasiorizontală cu o energie minimă de relief.

[17] Straume, E.O., Gaina, C., Medvedev, S., Hochmuth, K., Gohl, K., Whittaker, J. M., et al. (2019). GlobSed: Updated total sediment thickness in the world's oceans. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 20. DOI: 10.1029/2018GC008115

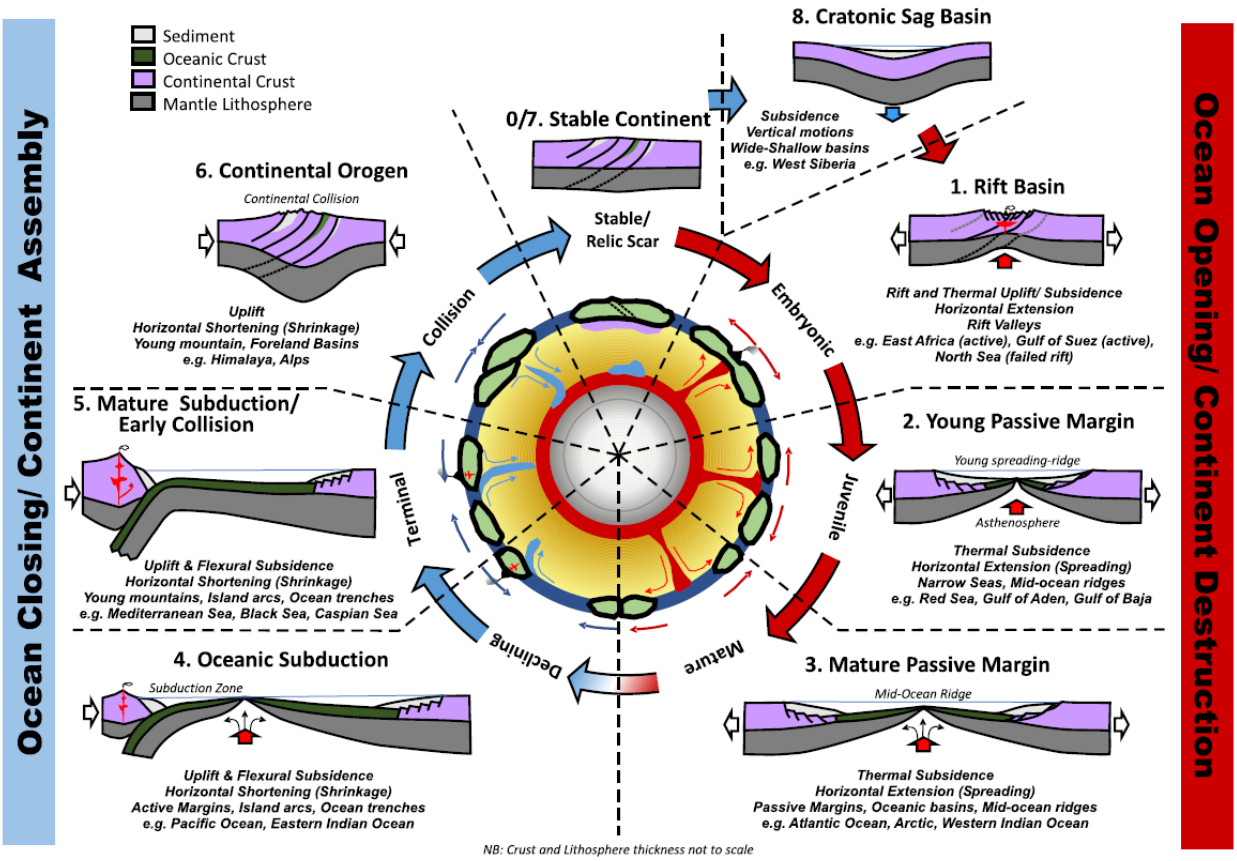

410
660
UPPER MANTLE
LOWER MANTLE
D" (ppv)
SLABS
CMB
OUTER CORE
ICB
INNER CORE
ULVZ
PLUMES
LLSVP




B. Mișcările epirogenetice sunt mișcări ale scoarței terestre care se desfășoară doar în plan vertical fiind vorba de mișcări pozitive (de înălțare), respectiv de mișcări negative (de subsidență). Acestea afectează diferite tipuri de structuri geologice pe fondul cărora se formează relief tipic structurilor faliate respectiv horsturi și grabene.

De regulă mișcările epirogenetice pozitive sunt însoțite de regresiuni marine în timp ce mișcările negative pot fi însoțite de transgresiuni marine. Aceste mișcări se derulează fie între faze orogenetice sau după încetarea acestora. Mișcările neotectonice sunt mișcările care au apărut în trecutul apropiat și se pot continua și astăzi cu rate de mișcare variabile. Apariția și dispariția calotelor glaciare a generat subsidență urmată de ridicare.

C. **Mișcările eustatice** se referă la variațiile de nivel ale Oceanului Planetar cauzate de alte forțe decât cele tectonice. Cele mai reprezentative pentru teritoriul romanesc sunt variațiile de nivel ale Mării Negre din Pleistocen care au fost condiționate de cauze climatice. În perioada Pleistocenă au existat variații ale nivelului marin exclusiv pe baza stocării apei în calotele glaciare, urmată de topirea acestora.




Principalele ere geologice[18] din scara geocronologică au fost separate pe baza litologiei, sedimentologiei și fosilelor pe care le conțin, fiind caracterizate de anumite condiții de mediu care se reflectă în condițiile geomorfologice care au controlat eroziunea și acumularea sedimentelor. Cele mai vechi scoarțe terestre au fost indicate de vârsta zirconului (Ligrone, 2019) la 4,374 miliarde de ani (Wilde și al., 2001). Zirconul în formă cristalizată este un silicat de zircon format la adâncimi mari în astenosferă, care supraviețuiește eroziunii terestre și este depozitat în bazine marine, fiind ulterior înglobat în sedimente mai noi. O caracteristică a acestui mineral este că înglobează la momentul cristalizării atomi de Uranium-238 sau Uranium-235, care au perioadă de înjumătățire de 4,47 miliarde ani și 704 milioane ani, transformându-se în Plumb-208 și Plumb-207, care nu poate scăpa din structura cristalină, astfel că aceste cristale pot fi datate. În cristale de zircon din roci australiene de vârstă estimată la 3 miliarde de ani (Wilde și al, 2001) au fost obținute vârste de 4,4 miliarde de ani, cu 130 milioane de ani mai noi decât sistemul solar. Aceste roci s-au format în urma interacțiunii unei magme cu apă și formarea unui granit (zirconul menținând și semnătura izotopică a oxigenului rocii mamă), ceea ce indică prezența apei în acea perioadă. În plus, o incluziune carbonatică tot din zirconiu, care arată un raport izotopic al carbonului ce indică prezența vieții (datorită efectul de fracționarea izotopică biologică) acum 4,1 miliarde de ani (Bel și al., 2015).

Modelarea configurației scoarței continentale și a celei oceanice la nivelul evoluției paleogeografice a evoluat considerabil de la schițele de repartiție a uscatului și mării (Saulea, Giușcă) bazate pe hărți litofaciale[19], care doar indicau repartiția actuală a unor roci și faciesuri, la modele de drift continental și

[18] Denumirile erelor geologice au o puternică amprentă a evoluției cunoașterii geologice
[19] Institutul Geologic (România), 1969, Atlas litofacial, București.

de placă completă[20]. Pentru intervalul Mezozoic-Prezent se pot utiliza date tectonice și structurale, dar anterior Mezozoicului doar datele paleomagnetice sunt utilizabile. Merdith și al. (2021) propun un model pentru ultimul milliard de ani, bazat pe plăci complete, considerând tipul de raport între acestea (convergent, divergent sau transformant) și modul în care au evoluat. În Figura 11 se poate observa formatul spațial al datelor utilizate în modelare, cu verde fiind reprezentate nucleele litosferice care au fost uscaturi în Neoproterozoic, iar cu albastru ariile cu litosferă continentală din prezent. Datele prezentate trebuie interpretate cu grijă:

- zonele litosferice continentale din neoproterozoic utilizate în modelare (figurate cu verde) reprezintă o interpretare schematică a litosferei continentale aceasta fiind ulterior deformată în timpul ciclurilor tectonice viitoare;
- poligoanele albastre sunt zone ale litosferei continentale actuale care se deduce că existau în timpul neoproterozoicului, dar fără a avea dovezi geologice ferme sau care au fost efectuate prin deformare ulterioară.

Teritoriul de astăzi al României este individualizat relativ recent în configurația sa spațială, doar rocile din fundamentul platformelor și din terane[21] putând fi asociat unor nuclee continentale, în cazul de față (Figurile 11-26) nucleului Baltic.

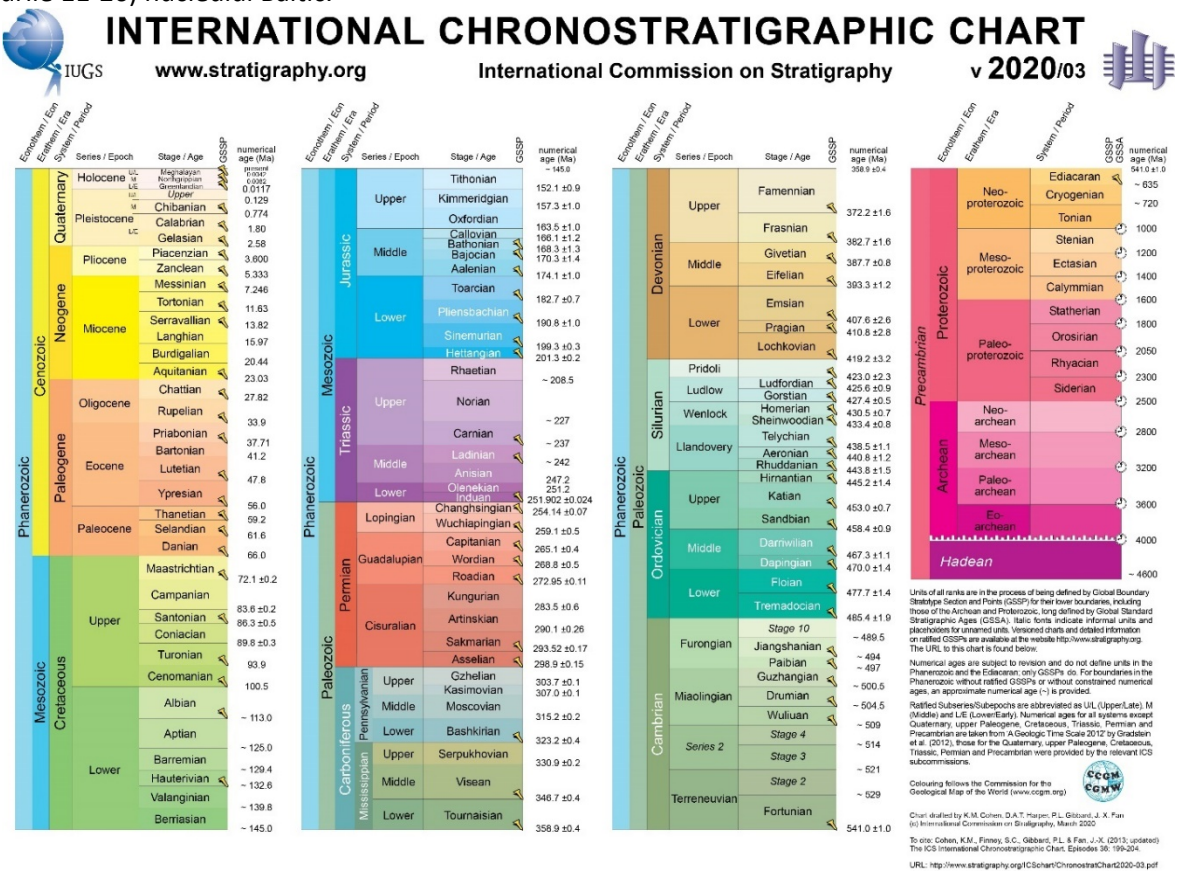



*Figura 12. Scara cronostratigrafică internațională (https://stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2020-03.jpg)*

[20] Merdith şi al., 2021, Extending full-plate tectonic models into deep time: Linking the Neoproterozoic and the Phanerozoic, Earth-Science Reviews, 214, 2021, 103477, https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103477

[21] O parte a unei plăci tectonice mai veche și cu evoluție diferită față de orogenul în care este prinsă; este cazul ariilor cristaline din Carpați

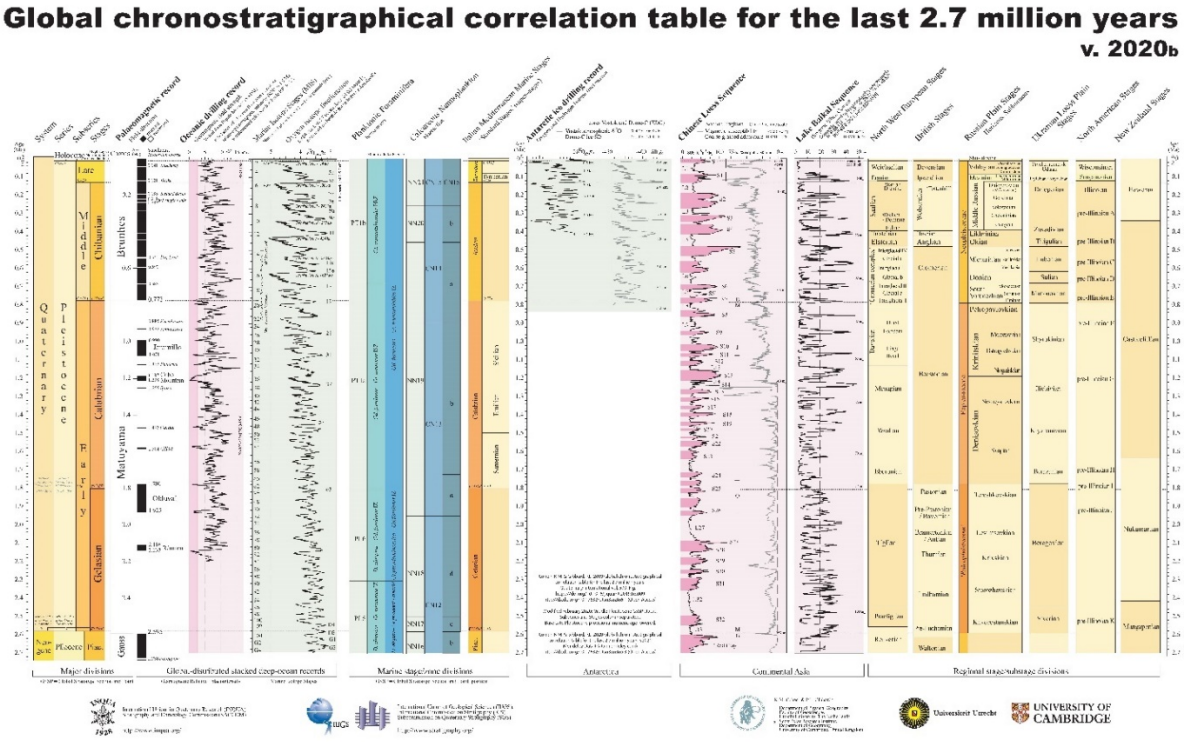
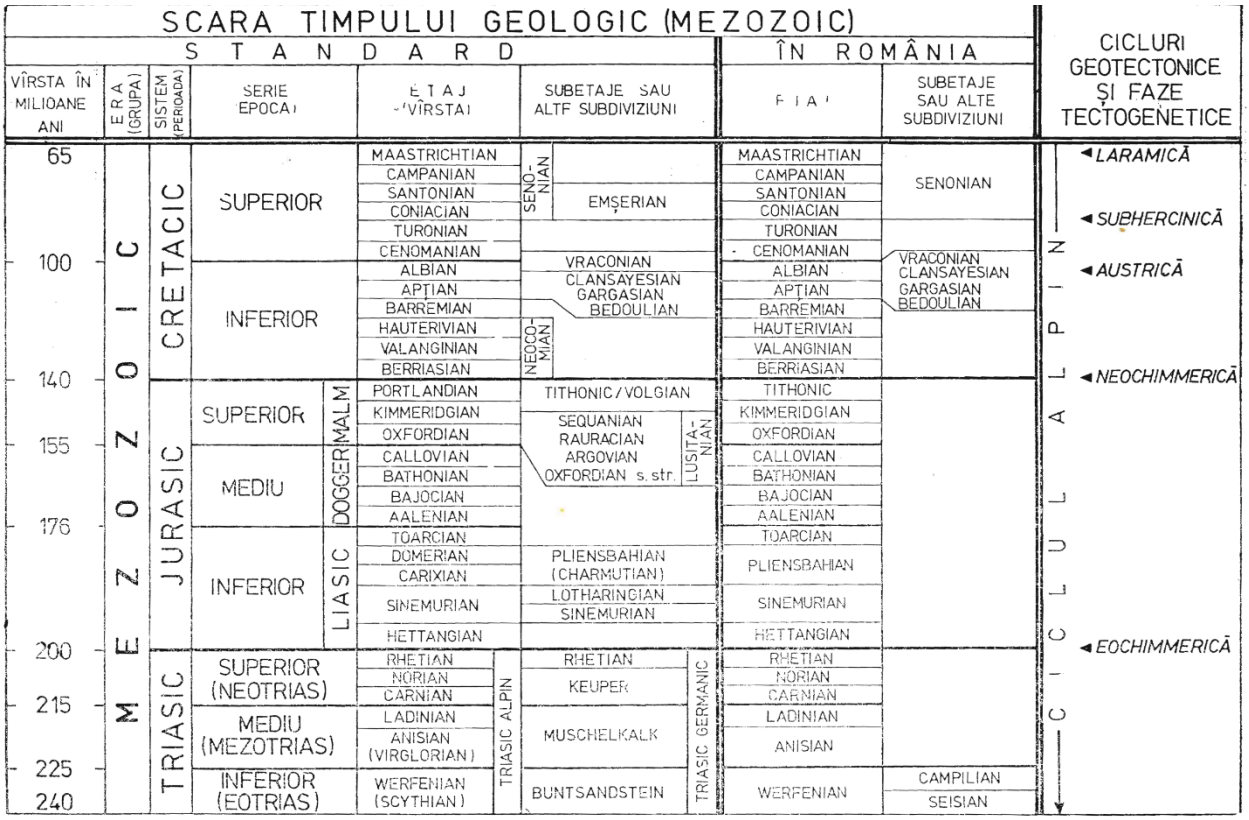



*Figura 13 Tabel de corelare cronostratigrafică pentru ultimii 2.7 MA (https://stratigraphy.org/ICSchart/QuaternaryChart.pdf)*

**SCARA TIMPULUI GEOLOGIC (NEOZOIC)**

| VÎRSTA ÎN MILIOANE ANI | ERA (GRUPA) | SISTEM (PERIOADA) | SERIE (EPOCA) | ETAJ (VÎRSTA) | SUBETAJE SAU ALTE SUBDIVIZIUNI (STANDARD) | | ETAJ (ÎN ROMÂNIA) | | SUBETAJE SAU ALTE SUBDIVIZIUNI (ÎN ROMÂNIA) | CICLURI GEOTECTONICE ȘI FAZE TECTOGENETICE |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | NEOZOIC | QUATERNAR | HOLOCEN | | VERSILIAN | POSTGLACIAR | HOLOCEN | | | |
| 0,01 | | | PLEISTOCEN | SUPERIOR | TRANSGRESIUNEA FLANDRINĂ | WÜRM | PLEISTOCEN SUP. | WÜRM | | |
| | | | | | TYRRHENIAN | RISS-WÜRM | | RISS/WÜRM | | |
| 0,1 | | | | MEDIU | | RISS | MED. | RISS | | |
| | | | | | | MINDEL-RISS | | MIND/RISS | | |
| | | | | | SICILIAN | MINDEL | | MINDEL | | |
| | | | | | | GÜNZ-MINDEL | | GÜNZ/MIND | | |
| 0,7 | | | | INFERIOR | | GÜNZ | INF. | GÜNZ | | |
| | | | | | | DONAU-GÜNZ | | DON/GÜNZ | | |
| | | | | | CALABRIAN | DONAU | | DONAU | | |
| 1,8 (2) | NEOZOIC | TERTIAR | NEOGEN | PLIOCEN | PLAISANCIAN (ASTIAN) | VILLAFRANCHIAN INFERIOR | ROMANIAN | | BOSFORIAN, PORTAFERIAN, ODESIAN | ◄ VALAHĂ, ◄ RODANIANĂ |
| | | | | | TABIANIAN (ZANCLEAN) | | DACIAN | | | |
| 5 (5,3) | | | | | | | PONȚIAN | | | ◄ ATTICĂ |
| | | | | MIOCEN Superior | MESSINIAN | PONȚIAN | MEOȚIAN | | | |
| 10 (14) | | | | | TORTONIAN | | SARMAȚIAN | | CHERSONIAN, BASARABIAN, VOLHINIAN, BUGLOVIAN | ◄ MOLDAVICĂ |
| | | | | MIOCEN Mediu | SERRAVALLIAN | HELVEȚIAN / VINDOBONIAN | BADENIAN | | | |
| 14 (20) | | | | | LANGHIAN | | | | | |
| | | | | MIOCEN Inferior | BURDIGALIAN | | BURDIGALIAN | | | ◄ EOSTIRICĂ |
| 24 (26) | | | | | ACVITANIAN | | ACVITANIAN | | | |
| | | | PALEOGEN | OLIGOCEN | CHATTIAN | | CHATTIAN | | | ◄ SAVICĂ |
| | | | | | STAMPIAN | STAMPIAN s. str. / SANNOISIAN / RUPELIAN | RUPELIAN | | | |
| 37 | | | | EOCEN Superior | PRIABONIAN | LUDIAN / LATTORFIAN | LATTORFIAN | | | |
| 43 | | | | | BARTONIAN | AUVERSIAN / BIARRITZIAN | PRIABONIAN | | | |
| | | | | EOCEN Mediu | LUTEȚIAN | | LUTEȚIAN | | | ◄ PIRENEANĂ |
| | | | | EOCEN Inferior | YPRESIAN | CUISIAN, SPARNACIAN - ILERDIAN | YPRESIAN | | | |
| 55 | | | | PALEOCEN | THANETIAN | LANDENIAN | THANETIAN | | | |
| 65 | | | | | DANO-MONTIAN | | DANO-MONTIAN | | | |

CICLUL ALPIN


SCARA TIMPULUI GEOLOGIC (MEZOZOIC)
STANDARD
ÎN ROMÂNIA
CICLURI GEOTECTONICE ȘI FAZE TECTOGENETICE
VÎRSTA ÎN MILIOANE ANI
ERA (GRUPA)
SISTEM (PERIOADA)
SERIE (EPOCA)
ETAJ (VÎRSTA)
SUBETAJE SAU ALTE SUBDIVIZIUNI
ETAJ
SUBETAJE SAU ALTE SUBDIVIZIUNI
65
100
140
155
176
200
215
225
240
MEZOZOIC
CRETACIC
JURASIC
TRIASIC
SUPERIOR
INFERIOR
MEDIU
MALM
DOGGER
LIASIC
SUPERIOR (NEOTRIAS)
MEDIU (MEZOTRIAS)
INFERIOR (EOTRIAS)
MAASTRICHTIAN
CAMPANIAN
SANTONIAN
CONIACIAN
TURONIAN
CENOMANIAN
ALBIAN
APȚIAN
BARREMIAN
HAUTERIVIAN
VALANGINIAN
BERRIASIAN
PORTLANDIAN
KIMMERIDGIAN
OXFORDIAN
CALLOVIAN
BATHONIAN
BAJOCIAN
AALENIAN
TOARCIAN
DOMERIAN
CARIXIAN
SINEMURIAN
HETTANGIAN
RHETIAN
NORIAN
CARNIAN
LADINIAN
ANISIAN (VIRGLORIAN)
WERFENIAN (SCYTHIAN)
SENONIAN
EMȘERIAN
VRACONIAN
CLANSAYESIAN
GARGASIAN
BEDOULIAN
NEOCOMIAN
TITHONIC/VOLGIAN
SEQUANIAN
RAURACIAN
ARGOVIAN
OXFORDIAN s. str.
LUSITANIAN
PLIENSBAHIAN (CHARMUTIAN)
LOTHARINGIAN
KEUPER
MUSCHELKALK
BUNTSANDSTEIN
TRIASIC ALPIN
TRIASIC GERMANIC
TITHONIC
CAMPILIAN
SEISIAN
LARAMICĂ
SUBHERCINICĂ
AUSTRICĂ
NEOCHIMMERICĂ
EOCHIMMERICĂ
CICLUL ALPIN

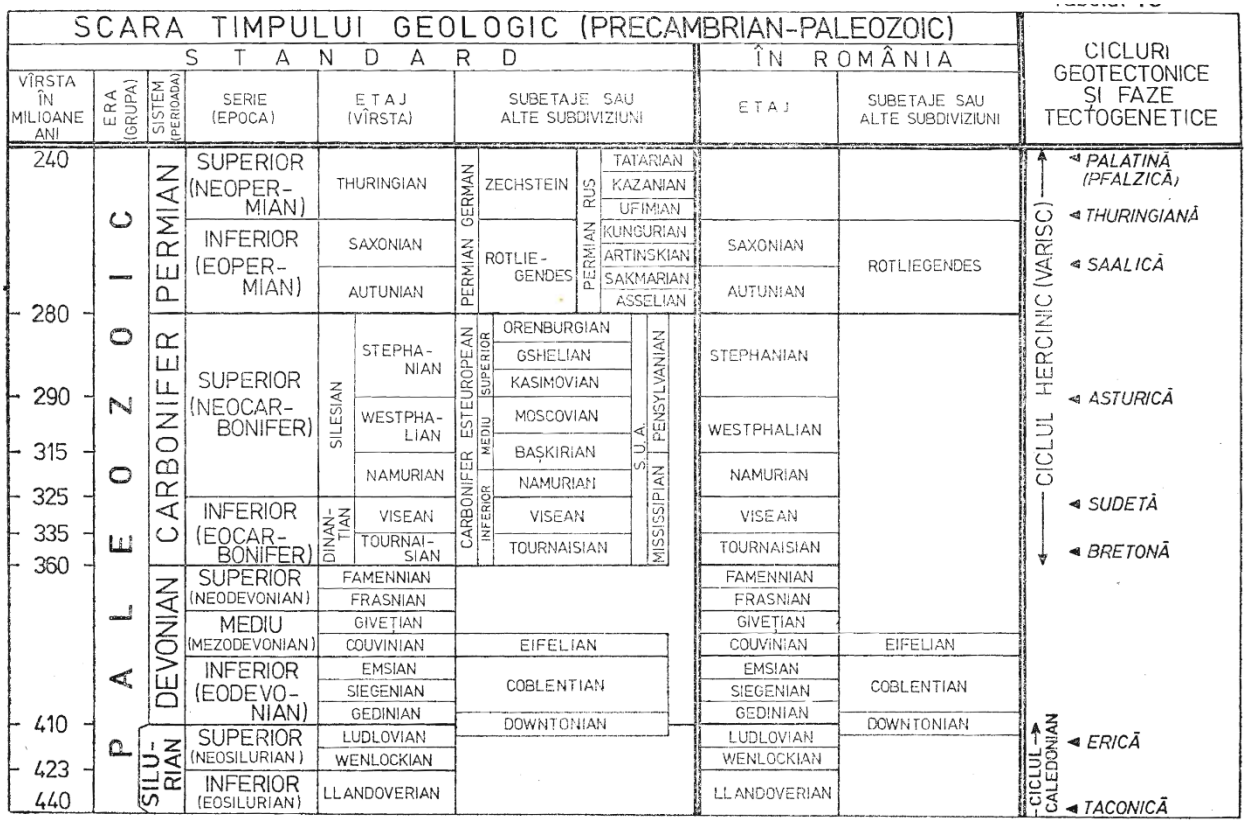

SCARA TIMPULUI GEOLOGIC (PRECAMBRIAN-PALEOZOIC)
STANDARD
ÎN ROMÂNIA
CICLURI GEOTECTONICE ȘI FAZE TECTOGENETICE
VÎRSTA ÎN MILIOANE ANI
ERA (GRUPA)
SISTEM (PERIOADA)
SERIE (EPOCA)
ETAJ (VÎRSTA)
SUBETAJE SAU ALTE SUBDIVIZIUNI
ETAJ
SUBETAJE SAU ALTE SUBDIVIZIUNI
240
280
290
315
325
335
360
410
423
440
PALEOZOIC
PERMIAN
CARBONIFER
DEVONIAN
SILURIAN
SUPERIOR (NEOPERMIAN)
INFERIOR (EOPERMIAN)
SUPERIOR (NEOCARBONIFER)
INFERIOR (EOCARBONIFER)
SUPERIOR (NEODEVONIAN)
MEDIU (MEZODEVONIAN)
INFERIOR (EODEVONIAN)
SUPERIOR (NEOSILURIAN)
INFERIOR (EOSILURIAN)
THURINGIAN
SAXONIAN
AUTUNIAN
SILESIAN
DINANTIAN
STEPHANIAN
WESTPHALIAN
NAMURIAN
VISEAN
TOURNAISIAN
FAMENNIAN
FRASNIAN
GIVEȚIAN
COUVINIAN
EMSIAN
SIEGENIAN
GEDINIAN
LUDLOVIAN
WENLOCKIAN
LLANDOVERIAN
PERMIAN GERMAN
ZECHSTEIN
ROTLIEGENDES
PERMIAN RUS
TATARIAN
KAZANIAN
UFIMIAN
KUNGURIAN
ARTINSKIAN
SAKMARIAN
ASSELIAN
CARBONIFER ESTEUROPEAN
SUPERIOR
MEDIU
INFERIOR
ORENBURGIAN
GSHELIAN
KASIMOVIAN
MOSCOVIAN
BAȘKIRIAN
NAMURIAN
VISEAN
TOURNAISIAN
S.U.A.
PENSYLVANIAN
MISSISIPIAN
EIFELIAN
COBLENTIAN
DOWNTONIAN
ROTLIEGENDES
PALATINĂ (PFALZICĂ)
THURINGIANĂ
SAALICĂ
ASTURICĂ
SUDETĂ
BRETONĂ
CICLUL HERCINIC (VARISC)
ERICĂ
TACONICĂ
CICLUL CALEDONIAN

*Figura 14. Scara geocronologică utilizată pentru literatura geologică a României (Mutihac, 1990)*

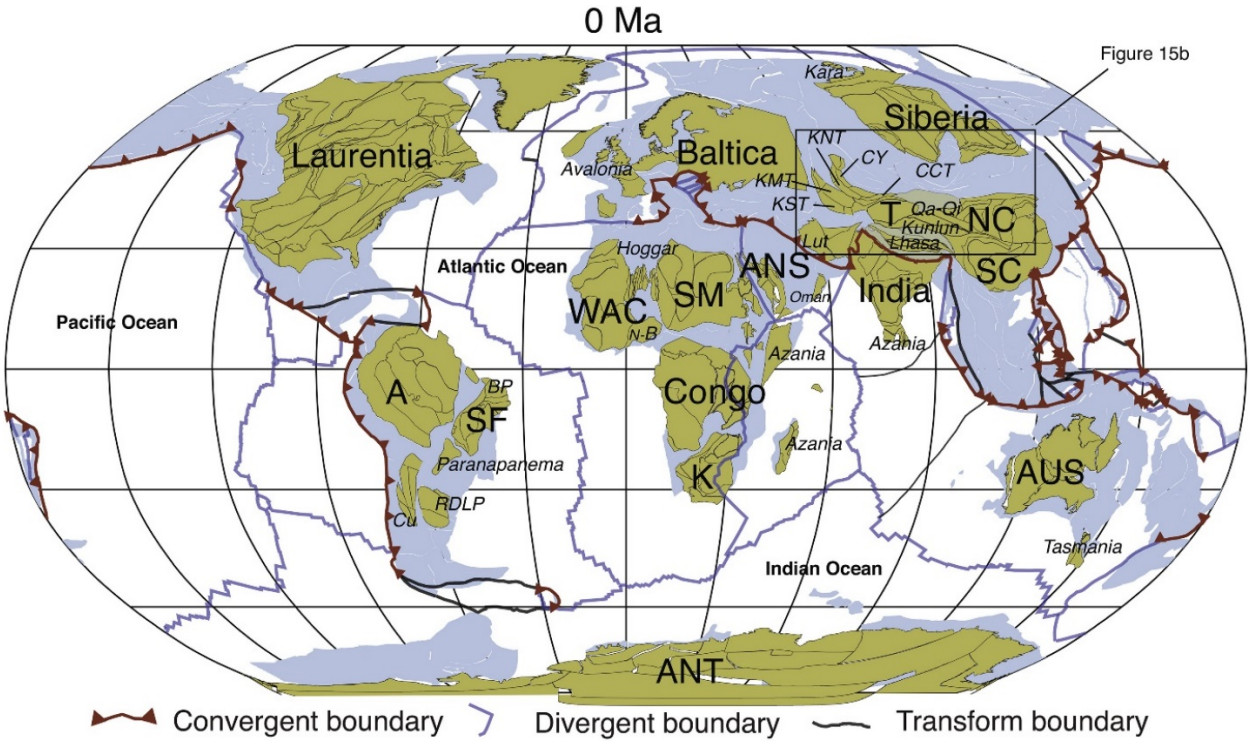



*Figura 15 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 0 Ma (Prezent).*

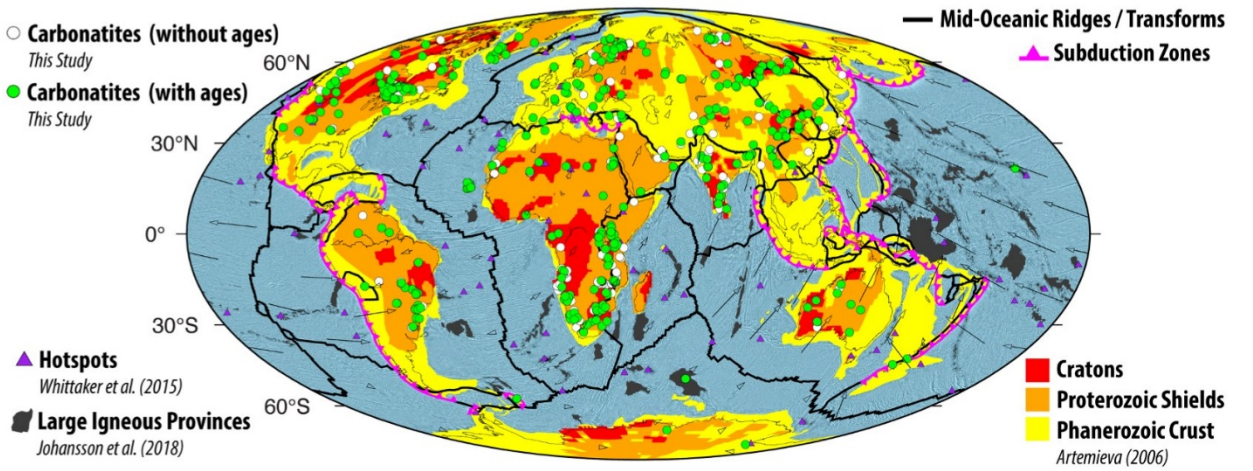



*Figura 16 Distribuția cratoanelor, a scuturilor proterozoice, elementelor tectonice și vulcanice majore și a depozitelor carbonatice (Humphreys-Williams și Zahirovic, 2021).*

## 2.1 Elemente moștenite în structura sistemului geografic din precambrian

Prima era geologică din istoria evoluției Terrei, care poate fi separată pe baza sedimentelor este **era precambriană**. această durează de la constituirea Terrei ca planetă solidă, până acum circa 541 Ma[22] înainte de prezent. În cadrul acestei ere sunt separate trei perioade: Hadeanul, Arhaicul și Proterozoicul. Acesta etapa este cea mai lungă și cea care păstrează cele mai puține mărturii și elemente moștenite în structură fizico-geografică actuală.

La apariția Terrei (Ligrone, 2019) ca planetă pământoasă, volumul de apă era sigur mai mare ținând cont că asteorizii chondritici, cu sursă comună cu a Pământului au între 0,3 și 10% apă. Acest volum s-a pierdut probabil ca urmare a creșterii temperaturii interne ca urmare a perioadei de acreție planetară, eventual la impactul cu asteroizi giganți. Se pare că la 4,4 miliarde de ani, deci la aprox. 100 milioane de ani de la formarea universului, planeta Pământ avea hidrosferă, atmosferă și tectonică. Atmosfera s-a format ca urmare a degazificării magmelor care prin răcire au dus la formarea primei scoarțe, ea conținând și un volum important de apă sub formă de vapori. Răcirea acestei atmosfere a dus la precipitarea apei și formarea oceanelor. Răcirea magmei silicatice sub formă de olivină și piroxeni a dus la formarea unei scoarțe de peridotit, care ulterior s-a topit sub influența căldurii emanate de radioactivitatea terestră, ducând la un vulcanism generalizat cu generare de magme bogate în calciu și aluminiu care prin răcire au dus la apariția bazaltului. Un nou ciclu de topire/răcire a dus la formarea granitelor (mai dense ca bazaltele), care au stat la baza nucleelor continentale. Atmosfera era mai bogată în dioxid de carbon și metan, oceanul era mai sărat și acid (pH de 5,5 față de 7,5-8,4 astăzi). Tectonica inițială era una destul de stabilă, legată mai mult de puncte fierbinți, abia de la 3 miliarde ani putându-se argumenta o tectonică similară cu cea actuală, bazată pe celule de convecție în astenosferă. Startul tectonicii globale moderne, din Arhean a dus la schimbări ale atmosferei și hidrosferei. Astfel scade concentrația de dioxid de carbon, care genera un efect de seră pronunțat și care compensa un Soare mai rece, prin înglobarea carbonului în roci, rezultând o răcire. Se estimează concentrații de ordinul a 1,5% (15 000 ppm), față de 400 ppm astăzi. Apariția unei cruste continentale a dus la hidratarea scoarțelor oceanice incipiente, sub influența microbilor, rezultând scoarțe continentale felsice. Deoarece Soarele era la 80% din puterea sa, scăderea

[22] Milioanei de ani

concentrației de dioxid de carbon a favorizat o glaciațiune generalizată între 2,4[23] și 0,7 miliarde de ani. Această perioadă a dus la o eroziune intensă cunoscută sub numele de "the big gap", datorită lipsei sedimentelor de această vârstă. Apariția algelor eucariotice la 0,8 miliarde de ani și a plantelor terestre la 0,5 miliarde de ani a dus la o creștere a nebulozității, deoarece formarea norilor este stimulată de evapotranspirația plantelor terestre și a emisiei de dimethylsulfoniopropionat de către algele eucariote din oceane. Efectul de seră intens din perioada hadeană și arheană este pus și pe seama unei concentrații mari de metan, deoarece oxigenul a lipsit din atmosfera inițială înainte de 2,45 miliarde de ani. metanul este produs fie de arheele metanogene (oraganisme), fie de serpentinizare (reacția dioxidului de carbon cu silicații de fier din rocile mafice).

Viața pe Terra a apărut cel mai probabil în jurul punctelor hidrotermale alcaline din oceane (zone pe fundul marin unde apă supraîncălzită la 300-400 °C de origine magmatică iese și prezintă concentrații de minerale, în special sulfit de fier care stă la baza formării unei comunități de bacterii anaerobe – afumători negre; formațiuni columnare formate la punctele de ieșire a unei ape calde, 40-90 °C ca urmare a serpentinizării, constituite din silicați, argile, carbonați și sulfiți care întrețin o comunitate de arhee autotrofice producătoare de metan și carbon și bacterii metanotrofice - afumători albe alcaline) și a rămas la nivelul oceanului, datorită răcirii puternice amintite. Primele organisme au fost protoribozomii și protoviruții (complexe de ribonucleoproteine), care au stat la baza apariției ulterioară a ribsoomelor și chromosomelor (actual părți ale celulelor), organisme prebiotice, autotrofice, obținând carbon organic și energie din reducerea dioxidului de carbon cu hidrogen de origine biochimică. Semnături izotopice ale carbonului organic apar în roci de vârstă 4,4-3,7 miliarde de ani, din zircon și apatit, iar microfosile cu semnătură izotopică similară, dar greu de reconstituit datorită naturii metamorfice ale rocilor care le înglobează apar la 3,77/4,29 până la 3,4 miliarde de ani în centura Nuvvuagittuq (Canada), Formațiunea Strelley Pool (Canionul Pilbara, Australia) și chertul Buck Reef (Africa de Sud). Chertul Buck Reef (Africa de Sud) cu vârstă de 3,4 miliarde de ani, conține stromatolite: structuri acreționare bio-chimice formate în ape puțin adânci, prin prinderea, lipirea și cimentarea unor particule de sedimente de către pelicule de biofilm produse de comunități microbiene care se dezvoltă succesiv peste straturile opace mai vechi, care uneori păstrează structura celulară a microorganismelor.

Primele organisme au fost un strămoș comun al bacteriilor (organisme unicelulare fără nuclee celulare și mitocondrii cu specializări diverse și procariote) și al arheelor (organisme unicelulare fără nuclee celulare, procariote, diferite de bacterii prin mici diferențe ale peretelui celular și la nivelul structurii RNA ribosomică). Ultimele teorii pun trecerea de la arhee la eucariote unicelulare acum 2 miliarde de ani. Eucariotele sunt organisme cu celule sau celulă cu nucleu. Inițial ele au realizat fotosinteză anoxigenică utilizând radiațiile afumătorilor negre, și fierul foarte abundent, dar ulterior au trecut la fotosinteză oxigenică, acum 900 milioane de ani prin endosimbioză de la cianobacterii (bacterii care realizează fotosinteză oxigenică). Apariția cianobacteriilor este legată de perioada 3,4-2,4 miliarde ani, după 2,4 miliarde de ani fierul din roci aratând clar oxidare, deci se presupune că la acest nivel a început atmosfera să aibă oxigen prin "marele eveniment de oxigenare". Apar roci roșiatice, cu conținut mare de hematit ($Fe_2O_3$). Până la 0,8 miliarde ani concentrația de oxigen a fost mică, de doar 0,1%, dar acest nou element a creat schimbări majore, cu dispariția unor forme de viață bacteriană, și apariția altora care au reușit să utilizeze acest element ca sursă de energie. Până la 500 milioane de ani concentrația a crescut rapid, atingând proporția actuală. Explicația acestei situați ieste pusă pe seama apariției continentelor și a vulcanismului continental, care a emis mai degrabă dioxid de sulf, față de sulfit de oxigen.

[23] Pentru perioada 2,4-2,1 miliarde de ani se vorbește de glaciațiunile huroniene (Sturtian, Marinoan și Gaskiers, fiecare cu o lungime de ~10 Ma, separate de perioade interglaciare), în timpul căreia calote de 1000 m grosime acopereau tot Pământul

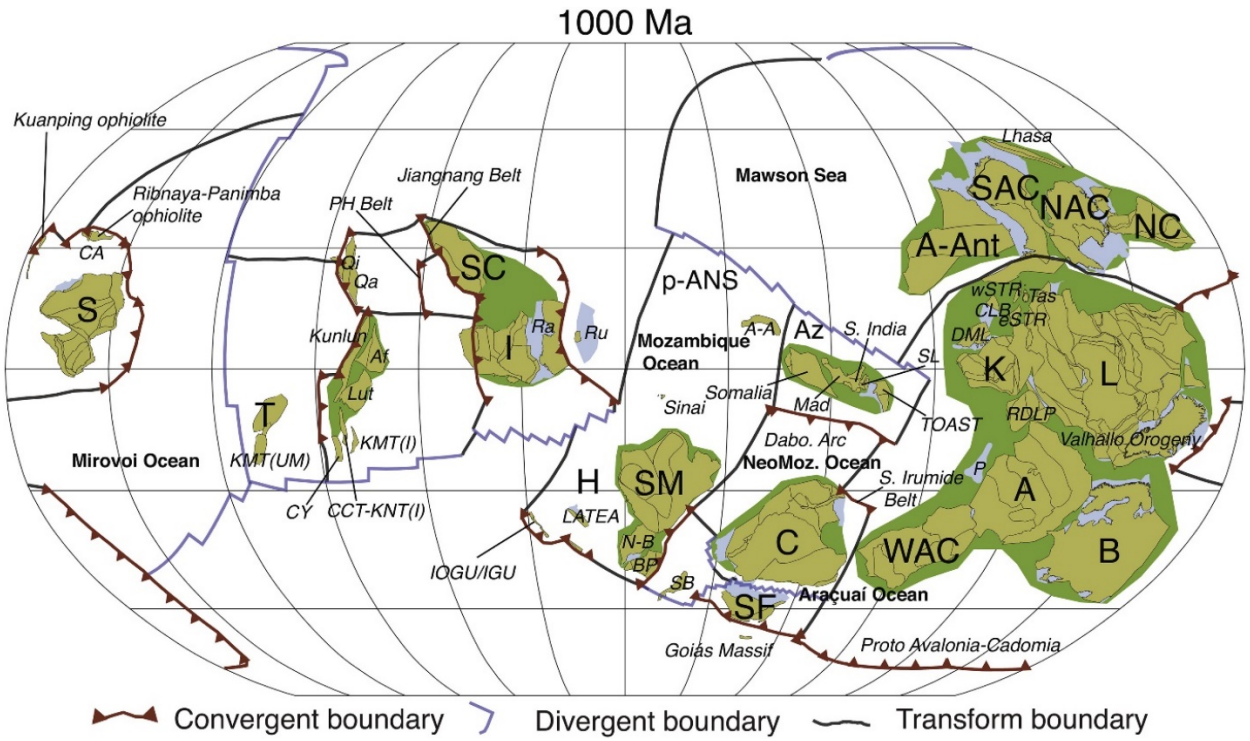



*Figura 17 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 1000 Ma (Neoproterozoic).*

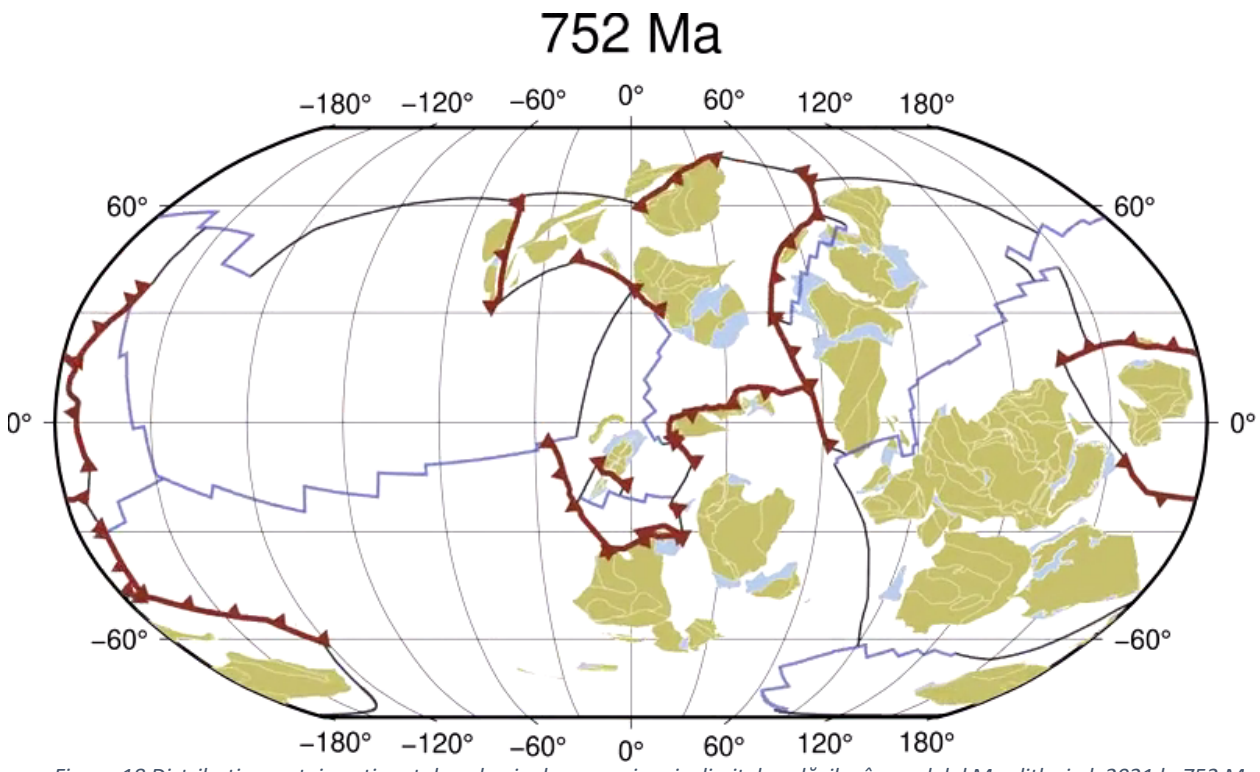



*Figura 18 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 752 Ma (Neoproterozoic).*

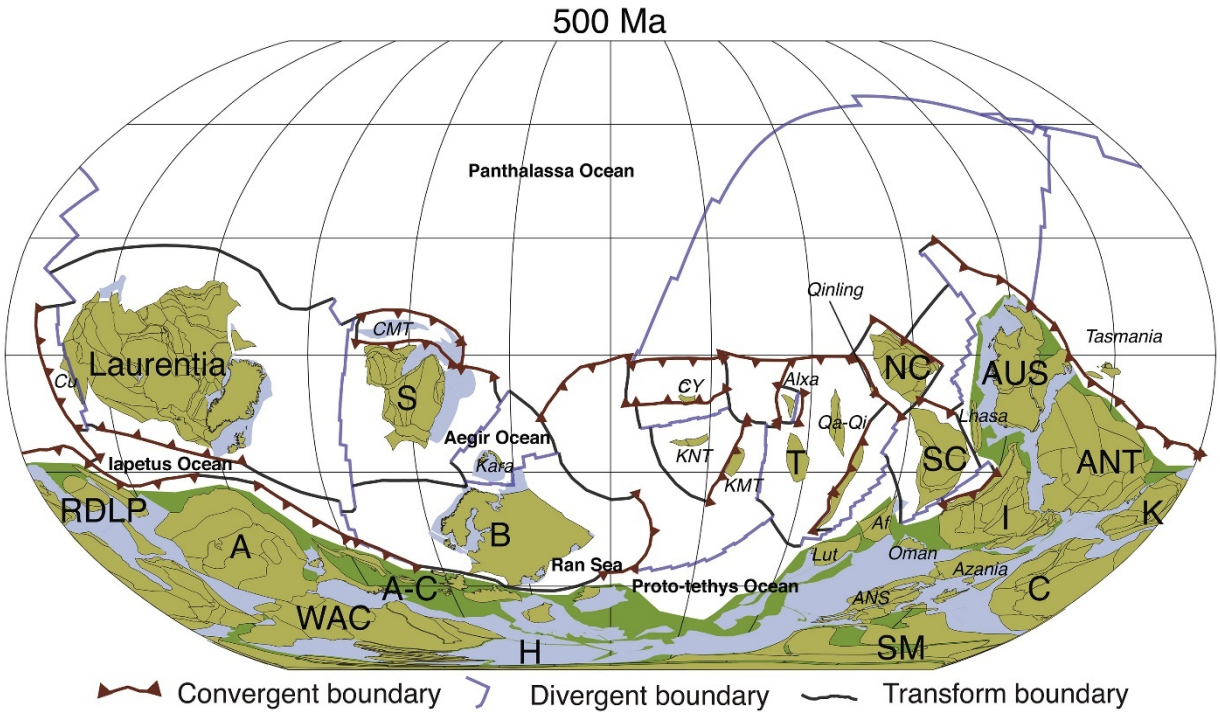



*Figura 19 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 500 Ma (Cambrian).*

Acesta a fost îndeajuns de mult ca să crească concentrația de oxigen, dar există și teorii care spun că cianobacteriile au jucat un rol, distribuția lor fiind legată de apele dulci și de medii continentale, dar și de ape marine puțin adânci, unde cianobacteriile pot duce la formarea de stromatolite.

Între 760 Ma și 580 Ma a apărut o nouă glaciațiune, cea neoproterozoică (Donnadieu și al., 2014). Teoriile pun apariția acestor glaciațiuni pe seama apariției zonelor continentale, comasarea lor la latitudini mici și dezvoltarea unor calote glaciare la poli (Hoffman și Schrag, 2002). În mod normal o răcire a climei, reduce alterarea silicaților, crescând concentrația de dioxid de carbon și creșterea efectului de seră, deci o încălzire. Dar, masele calde la latitudini mici de fapt pot să crească alterarea și să scadă concentrația de dioxid de carbon. La finalul acestei glaciațiuni, după 580 Ma, condițiile permisive vieții a dus la apariția primelor organisme multicelulare, cunoscute sub numele de Biota de Ediacara.

Eucariotele fotosintetizatoare stau la baza apariției plantelor, majoritatea lor fiind simbionte. Plantele (Arcaheplastida) apar cel puțin la 1,2 miliarde ani, fiind reprezentate de *Bangiomorpha pubescens*, o algă roșie (Butterfiled, 2000), dar cel mai sigur de la 900 Ma. Dintr-un strămoș comun s-au dezvoltat trei liniații: Glaucophyta, Rhodophyta (algele roșii – 7000 specii) și Viridiplantae (plantele verzi - 400 000 specii).

Animalele apar la granița dintre Proterozoic și Paleozoic, cel puțin începând cu 565 Ma, cele mai primitive animale fiind considerate bureți ide mare, organisme care posedă un intestin, făcând trecerea de fagotrofia caracteristică organismelor unicelulare la macrotrofie, ca formă de alimentare. Aceste animale primitive se hrăneau prin filtrarea apei și prinderea unor bacterii sau alge, ele fiind responsabile pentru reducerea caracterului bacterian al fitoplanctonului și dezvoltarea fitoplanctonului eucariotic cu celule mari, a algelor. Oceanul proterozoic de tip vechi, anoxic și turbid, devine un ocean cu ape clare, generând explozia macroalgelor și plantelor de uscat (Ligrone, 2019).

Ediacarianul, ca ultimă perioadă a Proterozoicului este perioada în care se dezvoltă o serie de faune care par a nu avea legătură cu organismele actuale, cu mar fi cazul speciei Dickinsonia costata cu o vârstă de cel puțin 555 Ma.

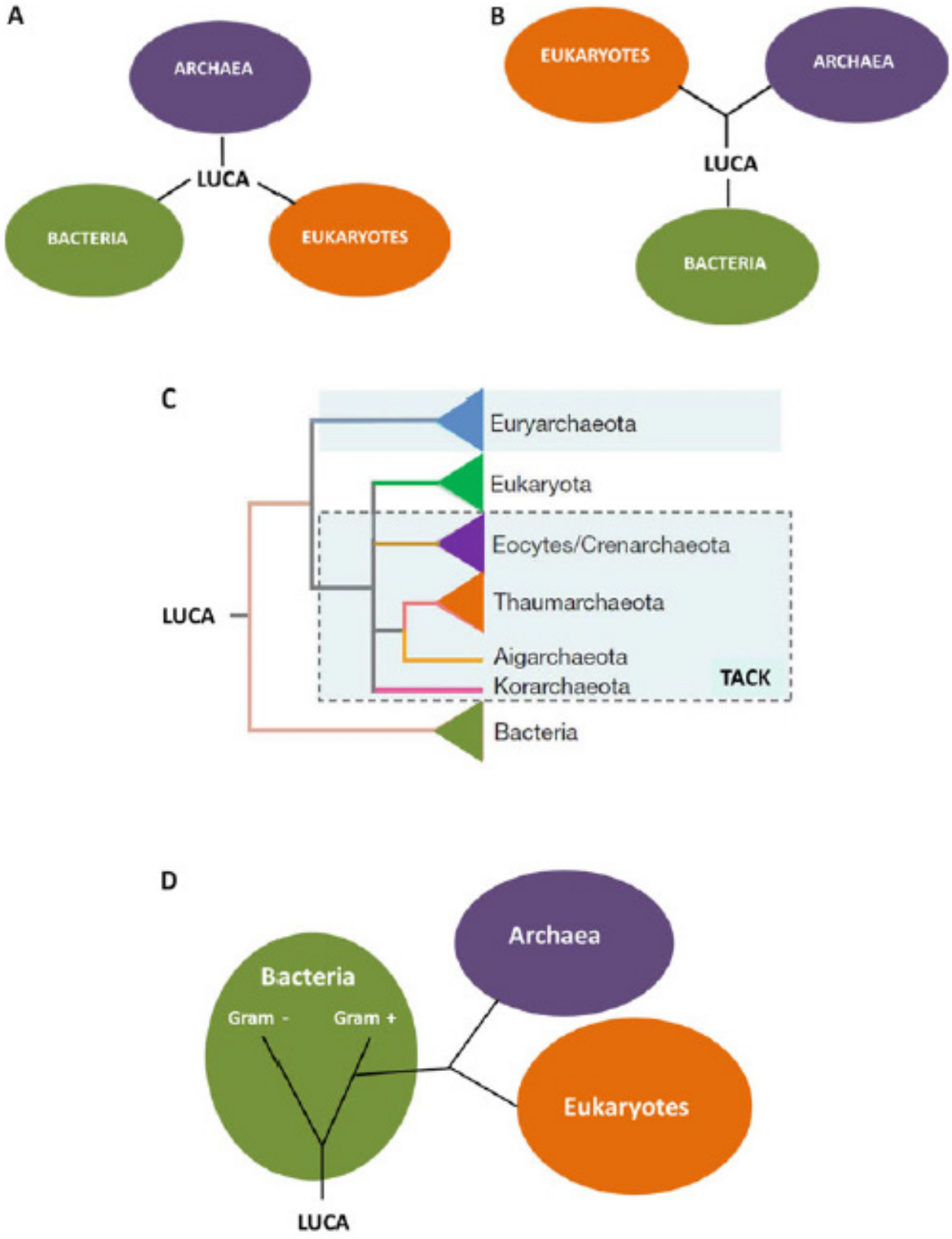



*Figura 20 Arborele vieții în cele trei viziuni propuse la nivel internațional (Ligrone, 2019) – LUCA – ultimul strămoș comun al eucariotelor*

*Figura 21 Bangiomorpha pubescens, prima algă roșie (Gibson și al., 2018 – Bylot Supergrup, Insula Baffin)*

*Figura 22 Dickinsonia costata Sprigg, 1947*

Cu cât timpul geologic trecut este mai mare cu atât posibilitatea păstrării unor elemente în sistemul fizico-geografic este mai redus deoarece elementele vechi au fost îndepărtate prin apariția celor mai noi iar pe de altă parte evoluția foarte îndelungată a unui sistem terestru determină eliminarea energiei sistemului concomitent cu creșterea entropiei.

În prima eră s-au derulat trei cicluri orogenetice complete, respectiv ciclurile: **karelian**, **prebaikalian** și **baikalian**. Din această eră când s-au constituit primele uscaturi, nu păstrăm în structură sistemului fizico-geografic românesc nimic. Singurul element care se păstrează ca vârstă este reprezentat de rocile proterozoice, respective de roci metamorfice care ulterior au fost recutate și rearanjate tectonic în cazul unor mari unități structurale (preponderent în fundamentul platformelor).

Pe parcursul acestei ere s-au constituit primele uscaturi continentale și primele bazine oceanice pentru ca ulterior să se desfășoare o serie de cicluri orogenetice complexe care s-au finalizat cu formarea unor peneplene (fundamentul Dobrogei de Sud, de vârstă kareliană). Peneplena în cauza este una fosilă, acoperită de cicluri de sedimentare mai noi.

Peneplena post-kareliană de vârstă precambriană se regăsește astăzi în fundamentul platformei Dobrogei de Sud. Mărturii ale evoluției precambriene se regăsesc astăzi și în platforma Dobrogei Centrale unde o serie de șisturi cristaline mezo-metamorfice sunt situate sub șisturile verzi. Ținând cont ca șisturile verzi aparțin ciclului baikalian înseamnă ca acest teritoriu a fost afectat de mișcările pre-baikaliene. Acestea constituie roci epi-metamorfice care sunt constituite mineralogic din elemente de culoare verzuie (clorit).

În Dobrogea de Nord se întâlnesc iarăși șisturi cristaline mezo-metamorfice cu o serie de intruziuni vulcanice îndeosebi pe teritoriu Munților Măcinului.

Pentru România cel mai mare interes îl prezintă evoluția reliefului pentru teritoriile extracarpatice ale acesteia. De regulă în timpul primelor două cicluri orogenetice au rezultat roci mezo-metamorfice în timp ce pentru ciclul baikalian au rezultat roci epi-metamorfice. Pentru spațiul extracarpatic al României prezintă interes evoluția reliefului din partea de nord și est a Europei unde s-au constituit primele suprafețe de uscat. Aceste vechi uscaturi intens nivelate și ajunse în stadiul de peneplenă formează astăzi mari platforme care funcționează ca scuturi rigide: scutul Scandinavo-Baltic, Nord European și Est European. Aceste zone au fost acoperite de sedimente mai noi în proporții variabile, dar eroziune intensă a dus la îndepărtarea acestora.

În cazul platformei Est Europene acesta se regăsește la zi pe teritoriul european al Rusiei și în Ucraina la vest de Munții Urali. Platforma Est Europeană în partea terminal vestică suferă o ușoară mișcare de coborâre, se scufundă treptat de la est la vest intrând sub orogenul Carpatic. Între Nipru, Nistru și Marea Azov platforma este ușor înălțată formând blocul ucrainean. Formațiunile metamorfice ale acestei platforme le regăsim la zi în malul Nistrului pentru ca spre vest să fie acoperite de formațiuni mai noi ale cuverturii sedimentare.

Pentru partea de est a României (Pod. Moldovei) platforma Est Europeană poartă denumirea de Platforma Moldovenească care constituie fundamentul Podișului Moldovei în jumătatea sa nordică. Acest fundament este constituit din șisturi cristaline mezo-metamorfice (gnaise, micașisturi și amfibolite) în alternanță cu intruziuni granitice.

Platforma Moldovenească, prin soclul său suferă o mișcare de coborâre fiind acoperită de formațiuni ale cuverturii sedimentare, fapt atestat de prezența acestui soclu la adâncimi mai mari de la est la vest. Soclul este intersectat la 950 m la Todireni, la Iași 1121 m în forajul de la Nicolina. Sub Orogenul Carpatic a fost identificat pe baze geofizice un fundament care se crede a fi al Platformei Scitice, dar care nu a fost interceptat de foraje, în Subcarpații Moldovei la Bodești la 3950 m și la 4600 m în forajul de la Frasin fiind încă prezente formațiunile sedimentare Miocene.

Fundamentul Podișului Moldovei nu este asigurat în totalitate de prelungirea vestică a plăcii Est Europene. În afară de Platforma Scitică intuită la vest, și în partea centrală a Podișului Moldovei la sud de falia Plopana-Bacău fundamentul este faliat și situat la adâncime mult mai mare nefiind interceptat prin foraje, dar bănuit a fi tot Scitic. Din acest motiv sub aspecte tectono-structural avem de a face cu o arie de scufundare, denumita Depresiunea Bârladului. Partea terminal sudică a Podișului Moldovei prezinta un alt tip de fundament fiind vorba de un fundament asemănător cu spațiul actual al Dobrogei de Nord (fundament hercinic) situat la nord de falia Sfântu Gheorghe-Oancea-Adjud. Acest fundament poartă denumirea de depresiunea Pre-dobrogeană.

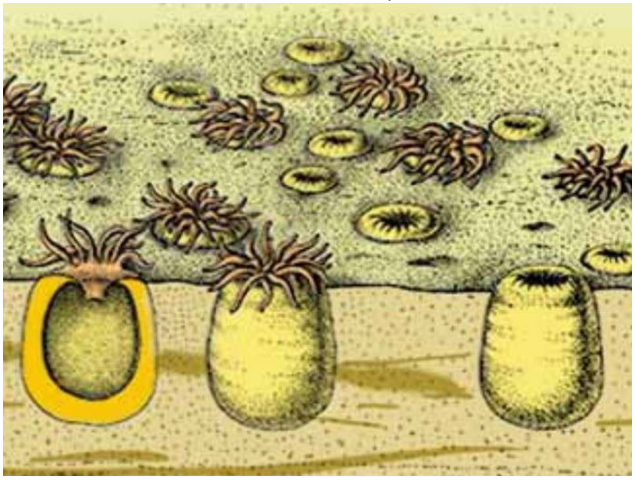
Pentru partea de sud a României fundamentul Platformei Valahă, care reprezintă compartimentul nordic al Platformei Moesice (situată între Balcani și Carpați) este constituit tot din șisturi cristaline mezo-metamorfice și intruziuni granitice, iar la nord de Dunăre suferă o ușoară coborâre sub eșafodajul

Carpaților Meridionali. La Dunăre este situat la o adâncime de 500 m ajungând în spațiul Podișului Getic la adâncimi de 7000-8000 m.

În teritoriul Carpaților evoluția precambriană presupune păstrarea unor roci metamorfice care ulterior acestei ere au fost recutate în sisteme de pânze de șariaj, erodate și incluse ca terane în osatura carpatică.

Rocile metamorfice s-au constituit probabil pe parcursul ciclurilor orogenetice baikalian și pre-baikalian în sensul că rocile mezo-metamorfice aparțin ciclului prebaikalian și cele epi-metamorfice ciclului baikalian. În Orientali rocile mezo-metamorfice le găsim în masivele cristaline începând din Munții Rodnei până în cei ai Hășmașului. În Meridionali aceste roci mezo-metamorfice sunt prezente în Făgăraș, în cea mai mare parte a Munților Lotru, Cândrel, Șureanu, parțial în grupa Parâng, Retezat-Godeanu. Aceste roci le regăsim în sudul Munților Poiana-Ruscă, Munții Semenicului, în Apuseni formând masivul cristalin de Gilău, Muntele Mare dar cu prezență și în Munții Bihorului, Codru-Moma, Zarandului. Se păstrează mari corpuri granitoide în cadrul acestor roci metamorfice. Șisturile cristaline epi-metamorfice sunt dominante în Munții axului cristalin fiind întâlnite în toate masivele montane cu precădere în Meridionali, Orientali, Banatului, Poiana Ruscă și Apuseni.

În cazul celorlalte subsisteme fizico-geografice nu se păstrează elementele moștenite întrucât componentul atmosferic a suferit mai multe transformări, în timp ce componentul hidric nu s-a păstrat. Cert rămâne faptul că spre finalul acestei ere clima a devenit mult mai uscată fapt certificat atât prin depozitele de roci sedimentare foarte vechi în nuanțe roșiatice conținând în compoziția lor oxizi de fier. Se remarcă apariția viețuitoarelor marine de regulă inferioare (Fauna de Ediacara), fragmentele ale acestora fiind fosilizate în formațiunile de la finele acestei ere.



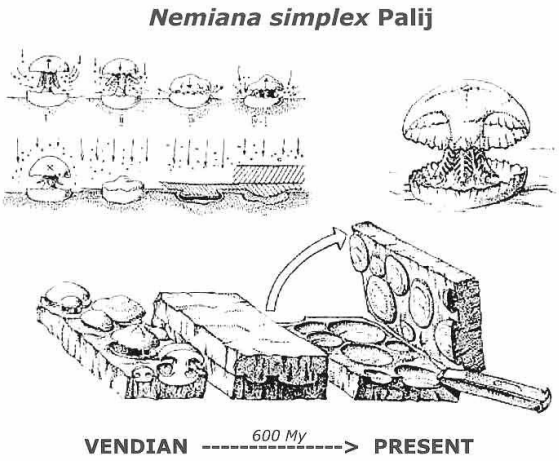


*Figura 23. Nemiana simplex Palij, o meduză primitivă din fauna ediacariană care se găsește în Seria de Histria (https://alchetron.com/Nemiana)*

## 2.2 Elemente moștenite în structură sistemului geografic din paleozoic

**Era paleozoică** este cea care începe acum 541 Ma și se continuă până acum 252 Ma. În cadrul acestei ere au fost separate perioadele: Cambrian, Ordovician, Silurian, Devonian, Carbonifer și Permian.

Animalele primitive, ca metazoare sunt reprezentate de ctenofore (jeleu pieptene), cnidarii ( meduze și polipi/corali - 11 000 specii), echinoderme (stele de mare, arici, bureți sau castreveți de mare), hemicrodate (viermi marini care trăiesc îngropați în sediment), cefalocordate (lancelete) și rotifere. Animalele complexe încep cu protostomiile: moluște (85 000 specii actuale și 100 000 fosile – merlci, soici, ), anelide (viermii segmentați), brachiopode (scoici cu brațe), briozoare (animale mușchi – cu exoschelet, trăind în colonii cu forme arborescente, dar cu o coroană de tentacule utilizate pentru hrănirea prin filtrare), nematode (viermi rotunzi), tardigrade (urși de apă/porcușori de mușchi – cu opt picioare) și artropode (animale cu exoschelet, corp segmentat și picioare).

Hemicordatele și Cefalocrodatele sunt cordate primitive, cordatele evoluate fiind considerate deja vertebrate, începând cu pești ciclostomi, pești fără fălci. Pești primitivi de tip craniat, tot fără sunt conodonții, pteraspidomorfii și cefalospidomorfii. Peștii evoluați, cu fălci, cuprind placodermii, acantodii și pești cartilaginoși (rechini, pisici de mare). Pești osoși se diferențiază față de peștii cu aripioare lobate (coelacanții și dipnoii – pești cu plămân).

Tetrapodele sunt vertebrate cu patru picioare: amfibieni, reptile și mamifere.

Din era paleozoică elementele moștenite în sistemul actual sunt reduse, în această eră schimbându-se raporturile dintre masele oceanice, structură și învelișul gazos, se modelează în permanență structură învelișului hidric și se dezvoltă învelișul biotic dominat de viețuitoare masive dar și de specii vegetale din care menționăm gimnospermele uriașe și ferigi arborescente.

În această eră se derulează alte două cicluri orogenetice și anume: ciclul **caledonic** urmat de ciclul **hercinic** cu formarea munților hercinici. Din această eră moștenim roci metamorfice, magmatice și mai rar sedimentare în teritoriul Carpatic și Dobrogea de Nord. În rocile sedimentare se regăsesc și resturi fosile de viețuitoare îndeosebi de origine animală. Suite sedimentare Paleozoice se regăsesc și la nivelul ciclurilor sedimentare ale platformelor.

Începutul acestei ere coincide cu o fază de răcire accentuată a climei în infracambian când probabil o parte a teritoriului de uscat a fost probabil modelat glaciar. Ulterior se realizează o trecere a climatului spre unul cald și secetos ceea cea dus la modelarea reliefului uscatului.

În Silurian începe un nou ciclu orogenetic, orogeneza Caledonică. În timpul acestei ere au fost cutate și înălțate sedimentele depuse anterior.

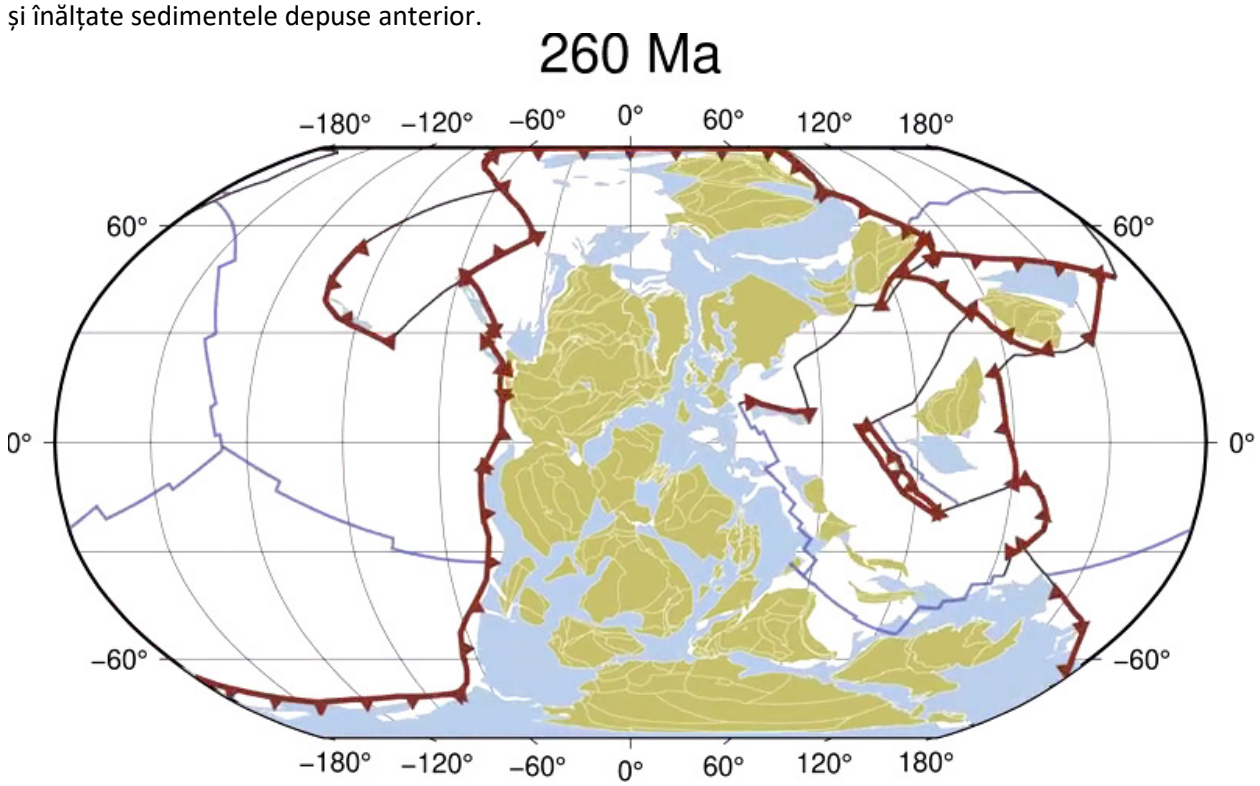



*Figura 24 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 260 Ma*

*(Permian).*

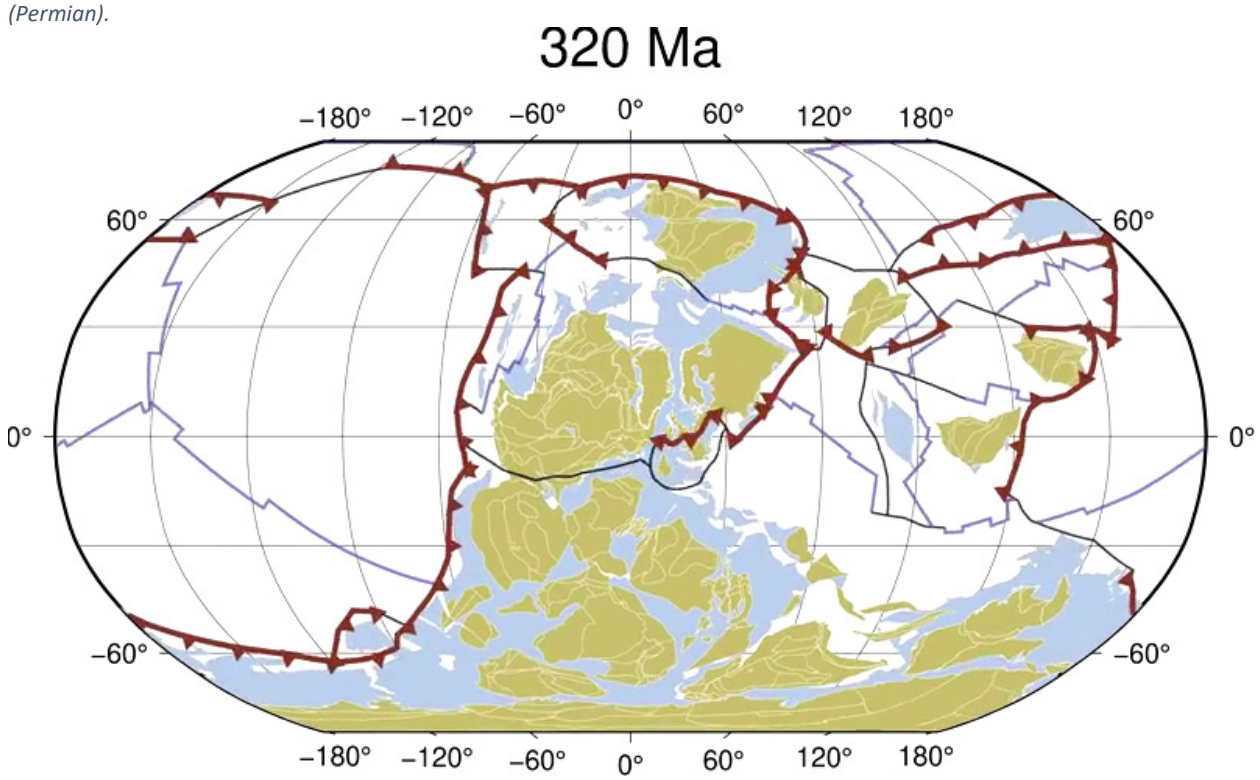



*Figura 25 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 320 Ma (Carbonifer).*

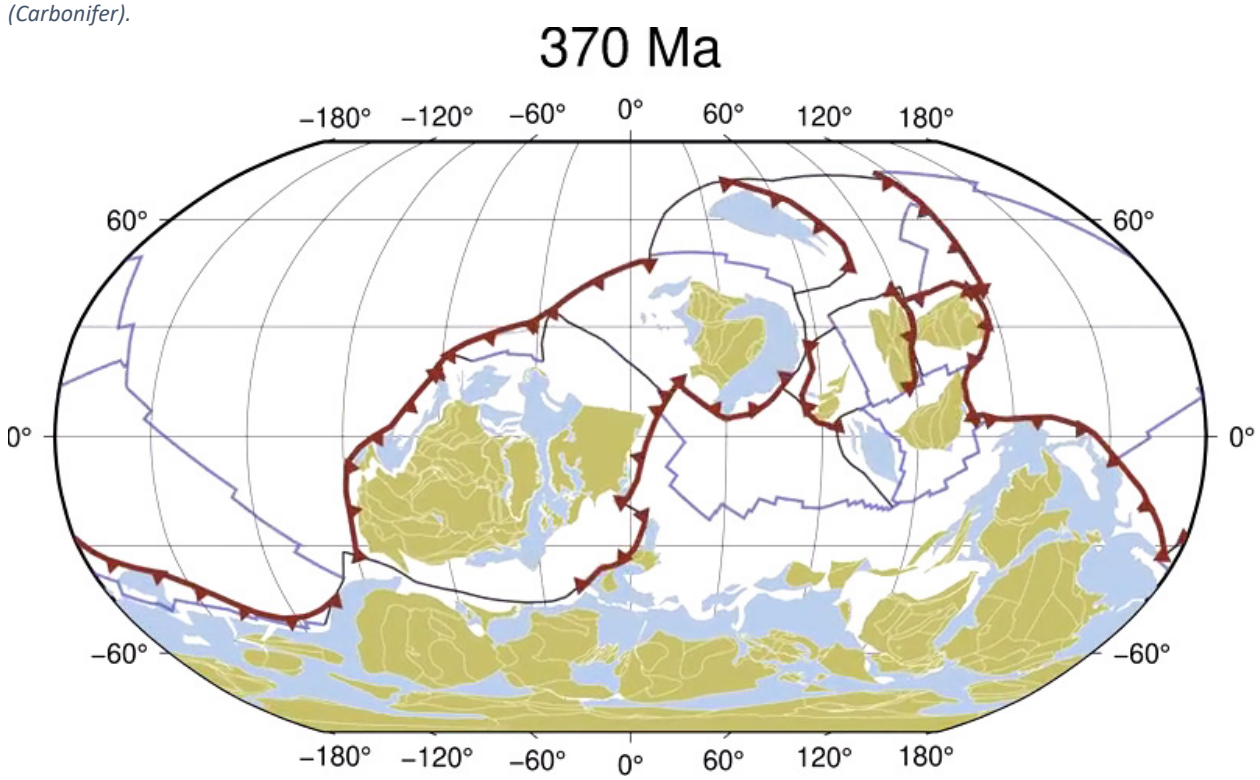


*Figura 26 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 370 Ma (Devonian).*

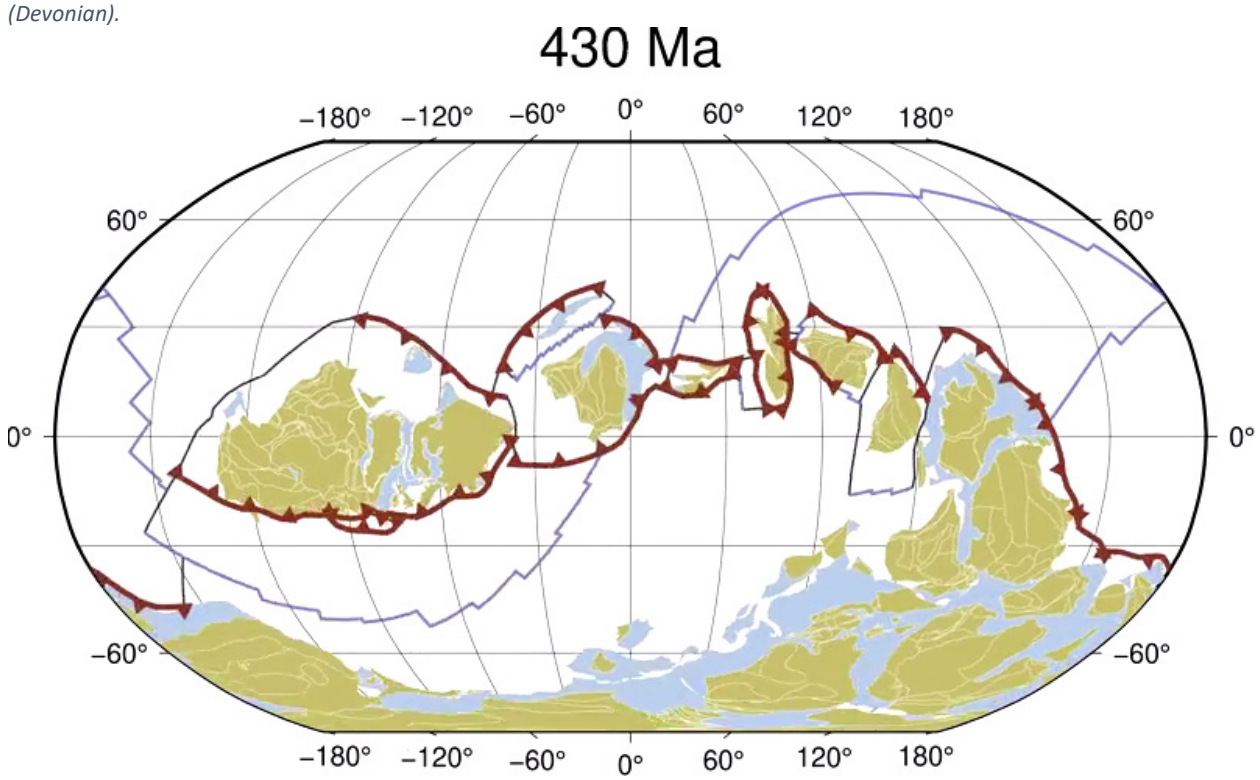



*Figura 27 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 430 Ma (Silurian).*

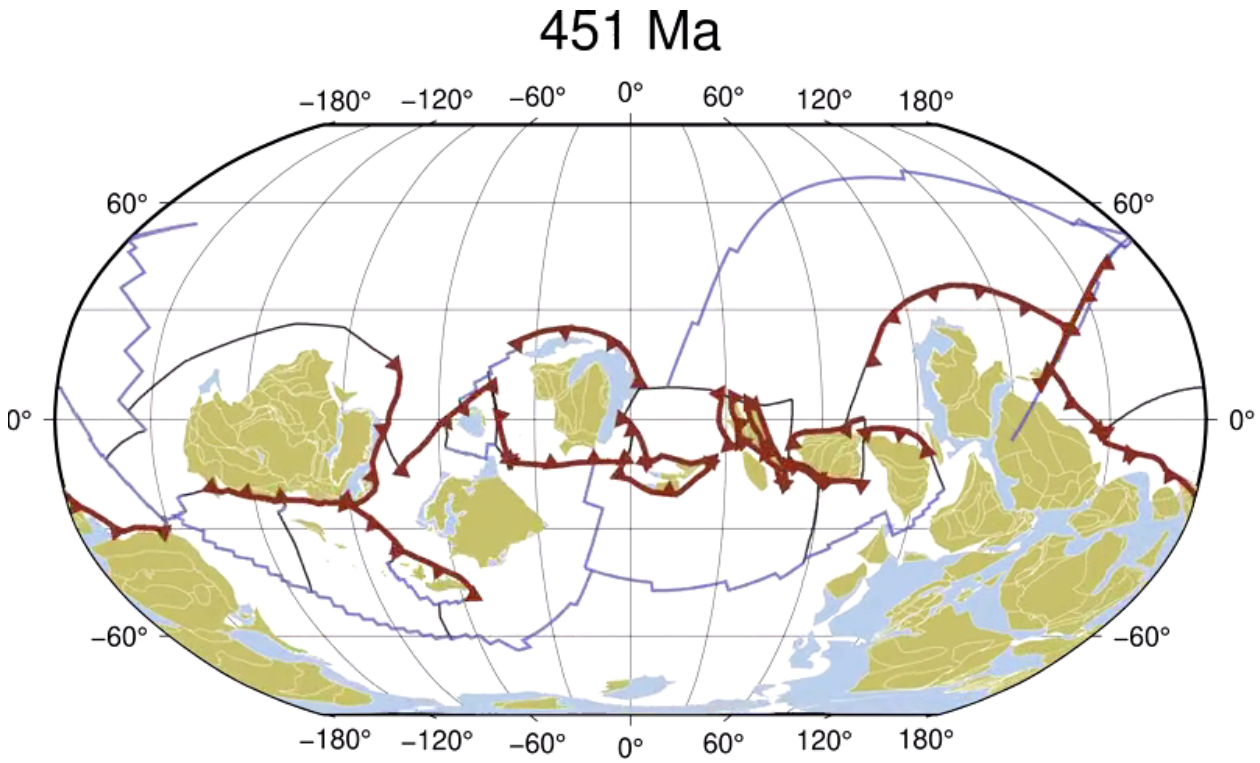


*Figura 28 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 451 Ma (Ordovician).*

După faza orogenetică caledoniană suprafețele de uscat constituite au fost modelate subaerian și s-a realizat o suprafață de modelare post-caledonică. Ulterior catenele caledonice au fost fragmentate tectonic, sectoare importante fiind scufundate, invadate de apele Mării și re-sedimentate. Se creează astfel, condițiile pentru derularea următorului ciclu orogenetic.

Acest ciclu începe în Carbonifer și constă în manifestarea mișcărilor orogenetice hercinice. Această orogeneză a dus la formarea Munților hercinici care ocupă o importantă suprafață din Europa de astăzi începând din Munții Măcinului până în Scoția.

Pentru România mișcările hercinice constau în cutarea, înălțarea și metamorfozarea unor spații din Dobrogea de Nord dar și din Carpați unde cutările hercinice au format cordiliere și catene dispuse între cele caledonice.

Din acest orogen păstram spațiul aferent Munților Măcinului unde s-au individualizat șisturile cristaline cutate și intens faliate dar și intense fenomene magmatice marcate de prezenta unor intruziuni granitice care ulterior au apărut la zi prin eroziune îndelungată.

Cordilierele hercinice se continuau din Dobrogea de Nord spre actualul spațiu Carpatic dar ulterior Datorită reactivărilor faliilor de profunzime s-a realizat o rupere și o scufundare a acestora, întrerupându-se legătura dintre orogenul nord Dobrogean și cel Carpatic. La nord de falia Sfântu Gheorghe-Oancea-Adjud se conturează un bazin tectonic de scufundare aferent astăzi depresiunii Predobrogene. O falie direcțională a separat Munții Măcinului și spre vest motiv pentru care Munții Măcinului îmbracă aspectul de horst.

În timpul ulterior orogenezei hercinice respectiv spre finele erei, în Permian se realiza o intensă modelare subaeriană realizându-se cratonizarea orogenului nord Dobrogean (Munții Măcinului) în timp ce în spațiul actual Carpatic se realiza și o intensă fragmentare a reliefului hercinic ceea ce pregătește următoarea fază de evoluție a reliefului.

Pe parcursul Paleozoicului climatul s-a schimbat semnificativ astfel încât îndeosebi în Carbonifer s-a individualizat printr-un climat cald și umed ceea ce a favorizat dezvoltărea unui mediu vegetal luxuriant între care dominau gimnospermele gigantice și ferigile arborescente. Această vegetație luxuriantă a stat la baza formării depozitelor de cărbuni.

În Permian climatul devine cald și secetos, fapt demonstrat de formațiunile sedimentare continentale și epicontinentale în nuanțe roșiatice. Astfel modelarea post-hercinică se intensifică în actualul spațiu post-Carpatic concomitent cu fragmentarea tectonică realizându-se suprafețe de nivelare echivalente Munților Măcinului dar care nu s-au mai păstrat întrucât ulterior au avut loc alte schimbări ale raporturilor maselor continentale și bazinelor marine.

Pe parcursul Paleozoicului s-au derulat două cicluri orogenetice complete cu formarea unor suprafețe de nivelare (cea postcaledonică și cea posthercinică). Aceste suprafețe nu mai apar în relieful actual al României, dovezi ale prezenței lor fiind reprezentate de roci metamorfice, magnetice și sedimentare din fudamentul platformelor.

Învelișul gazos și-a schimbat în mai multe rânduri caracteristicile. Învelișul hidric a suferit schimbări cu retrageri sau extinderi ale bazinelor marine în timp ce regimul apelor continentale a fost dictat de schimbările climatice. Cele mai spectaculoase modificări ale sistemului fizico-geografic sunt cele de natură tectono-magmatică. S-au realizat modelari subaeriene intense cu formarea unor suprafețe de nivelare de tipul peneplenelor. Roci hercinice se păstrează doar în Munții Măcinului în timp ce în teritoriul Carpatic întreg eșafodajul hercinic a fost distrus prin fragmentare tectonică și apoi preluat în ciclurile orogenetice care au urmat pe parcursul erei Mezozoice.

## 2.3 Elemente moștenite în structura sistemului geografic din mezozoic

**Era mezozoică** se derulează de acum 252 Ma și se continuă până acum 66 Ma și se împarte în Triasic, Jurasic și Cretacic.

În era mezozoică elementele moștenite se înmulțesc, se organizează fundamental sistemele morfostructurale anterioare, apoi se diversifică componentul biotic, având loc schimbări permanente în învelișul atmosferic cat și în cel hidric.

Astfel se deschid noi arii de geosinclinale și se derulează două faze ale Orogenezei Alpine, respectiv mișcările kimerice vechi (Triasic) și kimerice noi (Jurasic). Se păstrează roci cutate în aceste mișcări în Dobrogea de Nord (Podișul Casimcei), Dealurile Tulcei și rareori în Carpați unde se moștenesc însă și mărturii ale unor fenomene magnatice (masivul sienitic de la Ditrău).

Spre finele erei (în Cretacic) se manifestă paroxismal Orogeneza Aplină din care se derulează două faze: austrică și laramică.

În aceste condiții din era mezozoică se păstrează un fond petrologic foarte bogat, constituit din roci sedimentare și magmatice. Pe lângă roci moștenim și structură de orogen așa cum se întâmplă în partea centrală a Carpaților.

Această etapă este foarte importantă pentru evoluția orogenului Carpatic. Debutul Mezozoicului găsește teritoriul actual al țării în aria de răspândire a mării Tethys, sistem oceanic de tip geosinclinal aflat între placa euroasiatică și cea africană. Astfel în Triasic au loc mișcările Kimmerice vechi care cutează și înalță partea nordică din teritoriul actual al Dobrogei de Nord, Dealurile Tulcei, Podișul Babadag, dar și o parte din actualul teritoriu Carpatic. Au loc și intense fragmentări tectonice iar pe linii de falie se realizează efuziuni de lave bazice bazice care au contribuit la apariția platoului de diabaze de la Niculițel sau a altor efuziuni bazice în teritoriul Carpatic.

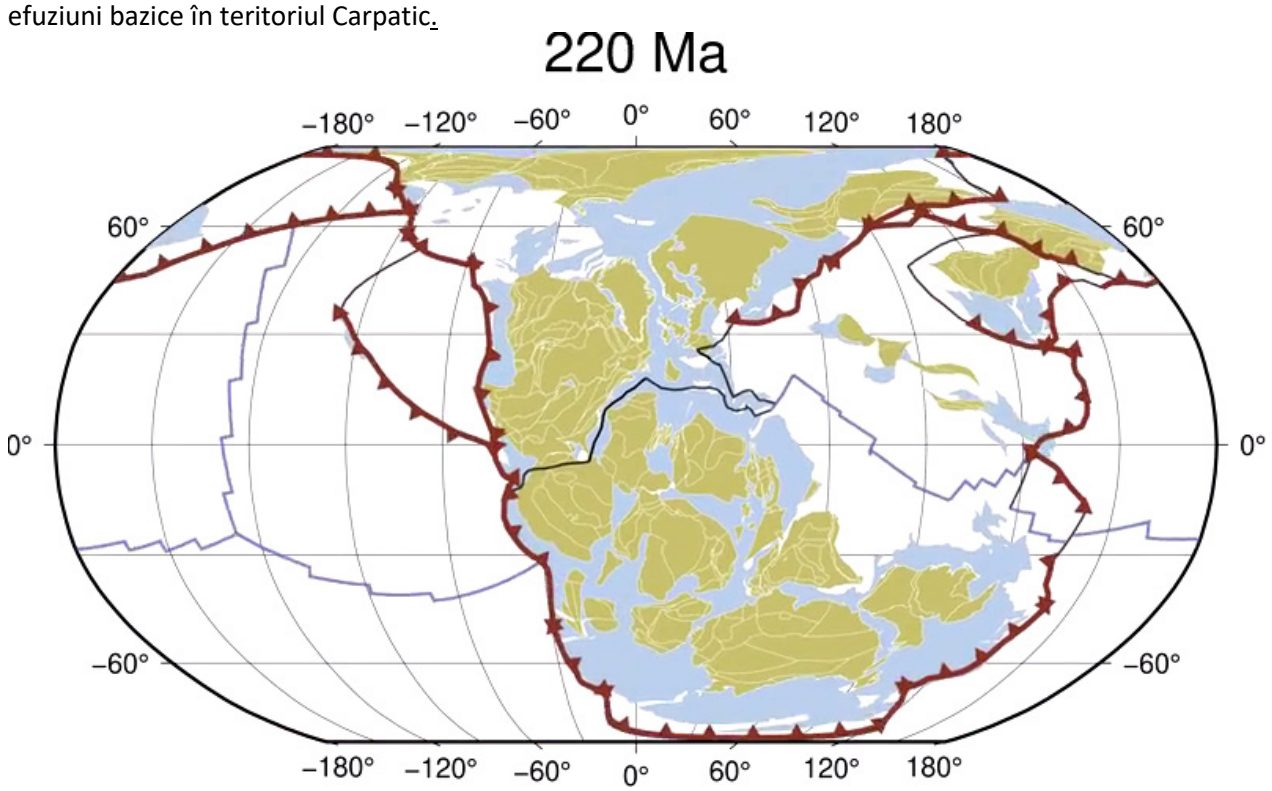


*Figura 29 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 220 Ma (Triasic).*

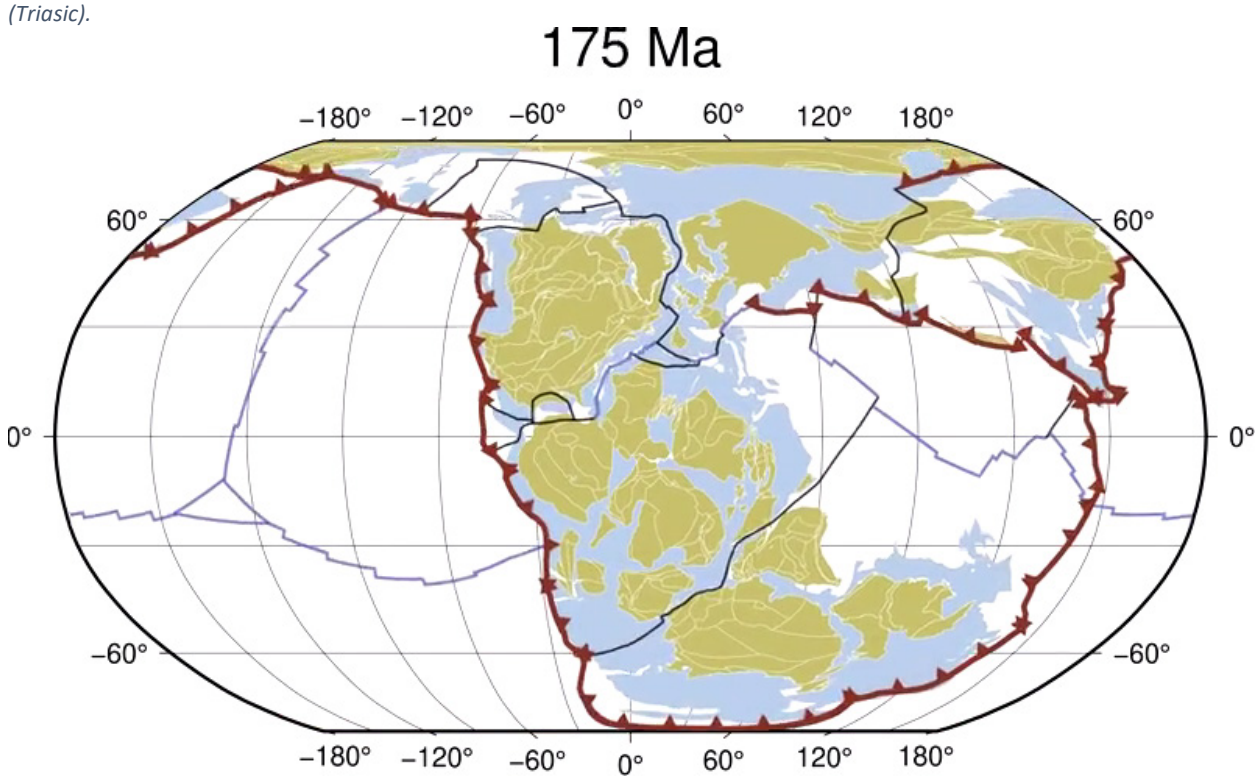



*Figura 30 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 202 Ma (Jurasic).*

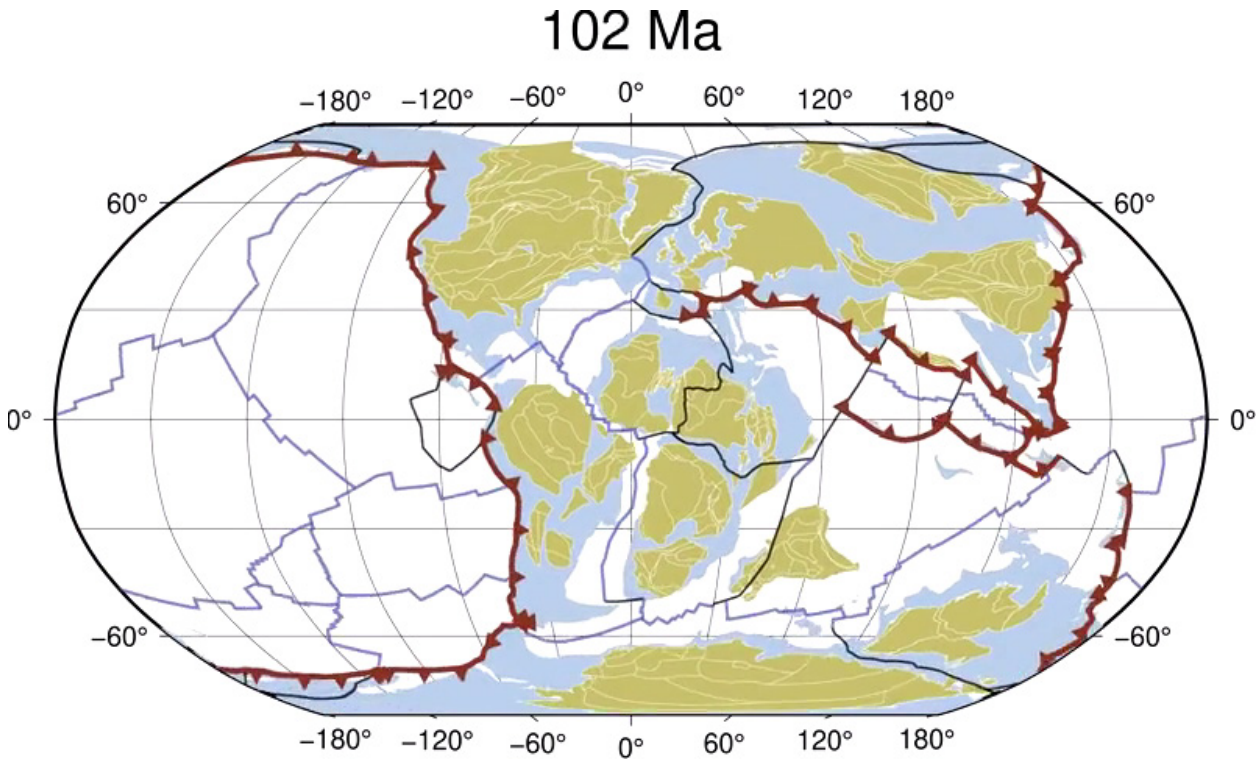


*Figura 31 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 102 Ma (Cretacic inferior).*

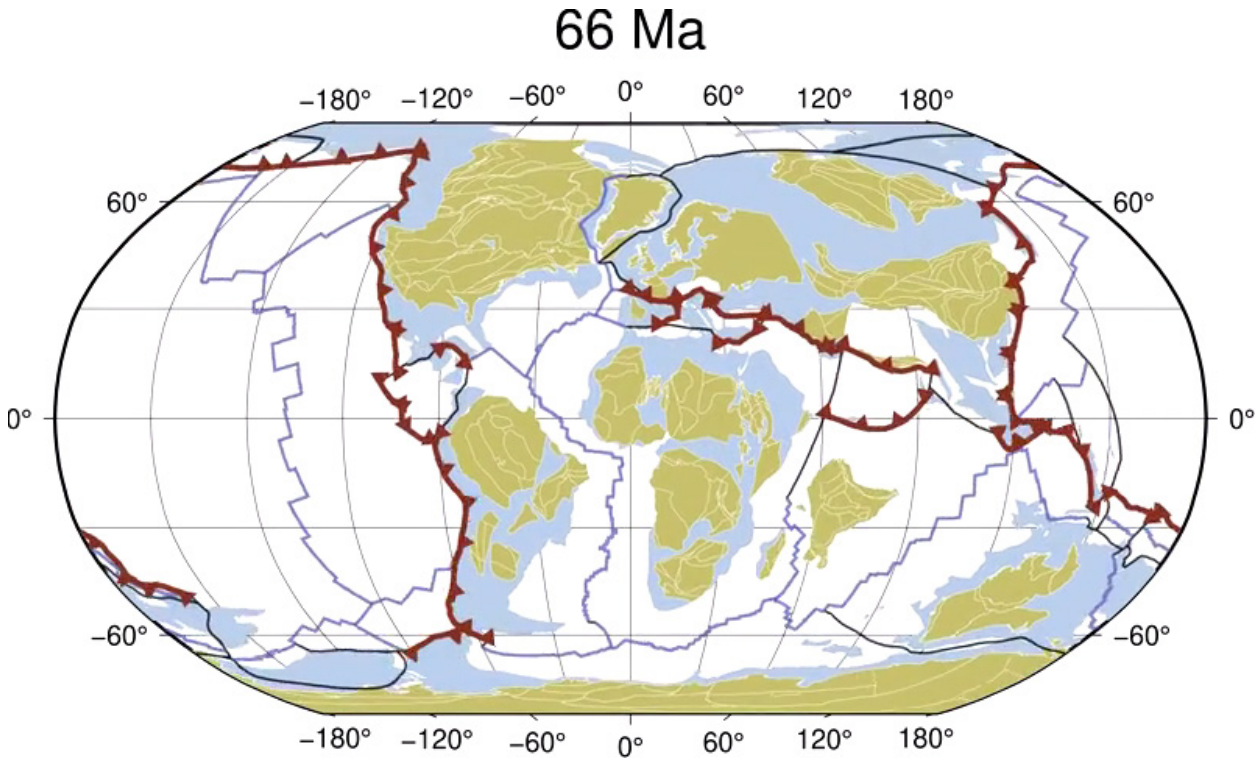



*Figura 32 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 66 Ma (Cretacic superior).*

Triasicul presupune și existența în spațiul Carpatic a unor bazine geosinclinale în care sau depus roci carbonatice (calcare și dolomite) pe fondul unui climat tropical fie cald și uscat fie cald și umed. În perioada următoare, respectiv în Jurasic se realizează mișcările Kimerice noi care afectează îndeosebi teritoriul Carpatic realizându-se îndeosebi intense fragmentări tectonice care au contribuit la manifestarea unor intense mișcări pe verticală cu apariția unor sisteme de tip horst-graben. Se realizează apariția unor bazine tectonice de scufundare, cum ar fi Reșița, Moldova Nouă, apoi spațiul depresiunii Hațeg în timp ce în Apuseni se conturează horsturile din Munții Pădurea Craiului și Codru-Moma la care se adaugă și unele depresiuni tectonice cum sunt cele din actualele depresiuni tip golf. În spațiul Carpatic datorită fragmentării tectonice funcționau vaste arii de geosinclinal în care sau acumulat cantități mari de sediment și s-au depus prin precipitare formațiuni carbonatice precum sunt calcarele de vârstă jurasică. Trecerea la perioada următoare presupune o erodare intensă a ariilor de uscat și depunerea în mediul marin a unor sedimente de vârstă jurasică și cretacic inferioară. Prin mecanisme tectonice complexe se creează premise favorabile pentru declanșarea celui mai important eveniment orogenetic al ciclului alpin, care continuă și astăzi. Astfel în Cretacicul mediu debutează faza orogenetică austrică. Mișcările austrice sunt răspunzătoare de recrutarea și reînălțarea rocilor metamorfice vechi din axul cristalin Carpatic. Mai mult rocile metamorfice suferă și ample procese de șariaj realizându-se sisteme de pânze de șariaj mezocretacice ale domeniului cristalin. În Carpații Orientali se edifică sistemul pânzelor bucovinice (infrabucovinică, subbucovinică, bucovinică). În Meridionali se edifică pânza Getică care încalecă Autohtonul Danubian în timp ce în Apuseni se formează pânza de Codru care încalecă peste Autohtonul de Bihor.

Datorită cutărilor și înălțărilor din faza austrică la care se adaugă și ample procese de șariaj cu edificarea ariilor meozoică și cristalino-mezozoică, au loc și fenomene tectonice majore în categoria cărora intră apariția prin scufundare a unor mari blocuri așa cum este cazul cu blocul transilvan și a blocului panonic. Astfel prin activarea unor importante linii tectonice apar mari bazine tectonice de scufundare invadate de ape marine. Se formează două mari bazine care inițial comunicau și care ulterior se vor separa. În interiorul Carpaților actuali sunt realizate tot prin scufundare și unele depresiuni tectonice așa cum este cazul Depresiunii Dornelor sau Petroșani și Loviștei. Climatul pe parcursul Cretacicului se menține cald și umed ceea ce favorizează apariția unui mediu biotic extrem de bogat dar diversificat cu etajări diferite în funcție de altitudine. Astfel în teritoriile de uscat conturate anterior se produc intense alterări în sezonul ploios în timp ce în sezonul mai uscat se realizează o erodare intensă și spasmodică a unor material care sunt depuse în geosinclinalul ceva mai restrâns din fața ariilor de orogen conturate anterior.

Mișcările austrice au afectat însă și depozitele sedimentare din geosinclinalul Carpatic respective cele din zona cristalino-mezozoică edificându-se o structură în pânze după înălțarea cvasigeneralizată a acestei arii.

Datorită diferențelor foarte mari de poziție dintre ariile de uscat și geosinclinalele din apropiere râurile scurte și cu debite bogate au transferat mari cantități de material rulat pe care l-au depus în bazinele marine adiacente. Mărturie stau depozitele de conglomerate cu galeți de dimensiuni medii și mari așa cum sunt conglomeratele cretacice din Munții Stânișoara, Ceahlău, Ciucaș și Bucegi.

În partea finală a Cretacicului se realizează următoarea fază orogenetică respectiv faza laramică care pe de o parte de definitivează configurația structurală a zonei cristalino-mezozoice prin punerea în loc a sistemului de pânze transilvane. Mișcările laramice sunt răspunzătoare și de cutarea și înălțarea celei mai mari părți a flișului intern cretacic. Astfel se cutează și înalță rocile cretacice din geosinclinalul cretacic cu apariția în preajma zonei cristalino-mezozoice a unei noi unități morfostructurale șariate de la vest spre est respectiv pânza de Ceahlău.

## 2.4 Elemente moștenite în structura sistemului geografic din neozoic

**Era neozoică** se întinde de acum 66 Ma până acum 2,58 Ma. În cadrul acestei ere se s-au separat sub-erele Paleogen și Neogen. Paleogenul a fost separat în perioadele: Paleocen, Eocen și Oligocen. Neogenul a fost separat în Miocen și Pliocen.

Era neozoică se caracterizează prin numeroase transformări ale principalelor învelișuri ale Terrei în sensul în care continuă fazele orogenetice ale ciclului alpin care creează progresiv noi unități morfostructurale din componența Carpaților și ulterior a Subcarpaților, având loc și sedimentarea bazinelor marine interne (Transilvan și Panonic), dar și a celor externe, de la contactul cu platformele (avantfosele).

Pe parcursul acestei ere se realizează sedimentari active în vechile unități de cratogen și se identifică ca uscaturi unele unități de platforma cum sunt cele ale unităților de podiș ale României. Învelișul biotic se complică și se diversifica pe fondul unui climat cald cu perioade umede sau mai uscate.

Moștenim puține viețuitoare în mediul marin (sturioni), în timp ce în cazul speciilor vegetale elementele moștenite sunt foarte rare. Singura specie terțiară păstrată este nufărul termal.

Această etapă este foarte importantă atât pentru evoluția zonei de orogen cât și pentru cea de platformă. Astfel în zona de orogen se definitivează trăsăturile morfostructurale prin manifestarea unor faze orogenetice adăugându-se noi unități din aria flișului și mai apoi din teritoriul subcarpatic la care se adaugă și apariția lanțului vulcanic.

În unitatea de platformă prin sedimentarea în mai multe perioade cu transgresiuni marine se formează ca uscat și întinse teritorii de podiș.

La sfârșitul oligocenului și începutul miocenului are loc faza orogenetica savică care cutează și înalță depozitele sedimentare din geosinclinalul Carpatic edificându-se o serie de formațiuni ale flișului intern caracteristice unității de Teleajan. După mișcările savice se întrerupe legătura dintre bazinul transilvan și bazinul maramureșean și parțial cu bazinul panonic. Ulterior în miocenul inferior are loc faza orogenetică stirică veche care contribuie la cutarea și înălțarea unei noi unități respectiv cea de Audia realizându-se și șariajul pânzei de Teleajen peste rocile mai moi ale unității de Audia. În Badenian se declanșează mișcările stirice noi care duce la cutarea și înălțarea unității de Tarcău și la șarierea pânzei de Audia peste unitatea de Tarcău.

După această fază orogenetica urmează în ordine mișcările moldave (sau moldavice), mișcările atice vechi și noi la care se adaugă mișcările rhodanice și cele valahice. Astfel se edifică prin cutare și înălțare și unitatea flișului extern de Vrancea pentru ca ulterior sa se contureze prin cutări și înălțări și unitatea pericarpatică caracteristică Subcarpaților. Progresiv se conturează și sistemul pânzelor de șariaj în care pânza de Vrancea este deversată peste unitatea pericarpatică în timp ce fruntea pânzei pericapatice încalecă peste marginea platformei.

Astfel în cadrul mișcărilor moldavice se conturează unitatea Subcarpaților Moldovei, apoi în fazele atică veche și atică nouă apar și Subcarpații de Curbură, iar în fazele rhodanică și valahă se formează și Subcarpații Getici.

Pe parcursul fazelor orogenetice din etapa neozoică se definitivează aspectul major al morfostructurii din aria flișului paleogen și neogen la care se adaugă ulterior și aria subcarpatică.

Ca o consecință a mișcărilor stirice în special a celor vechi la limita dintre orogenul est Carpatic și bazinul transilvan se declanșează magmatismul neogen începând din Badenian astfel pe parcursul a trei cicluri de erupție (din Badenian până în Cuaternar) se edifică și lanțul vulcanic inițial în nord-vestul Carpaților Orientali (Oaș, Igniș, Gutâi-Văratec) și mai apoi în Călimani, Gurghiu și Harghita, zone care devin uscat și separă depresiunile de baraj vulcanic, încă invadate de ape.

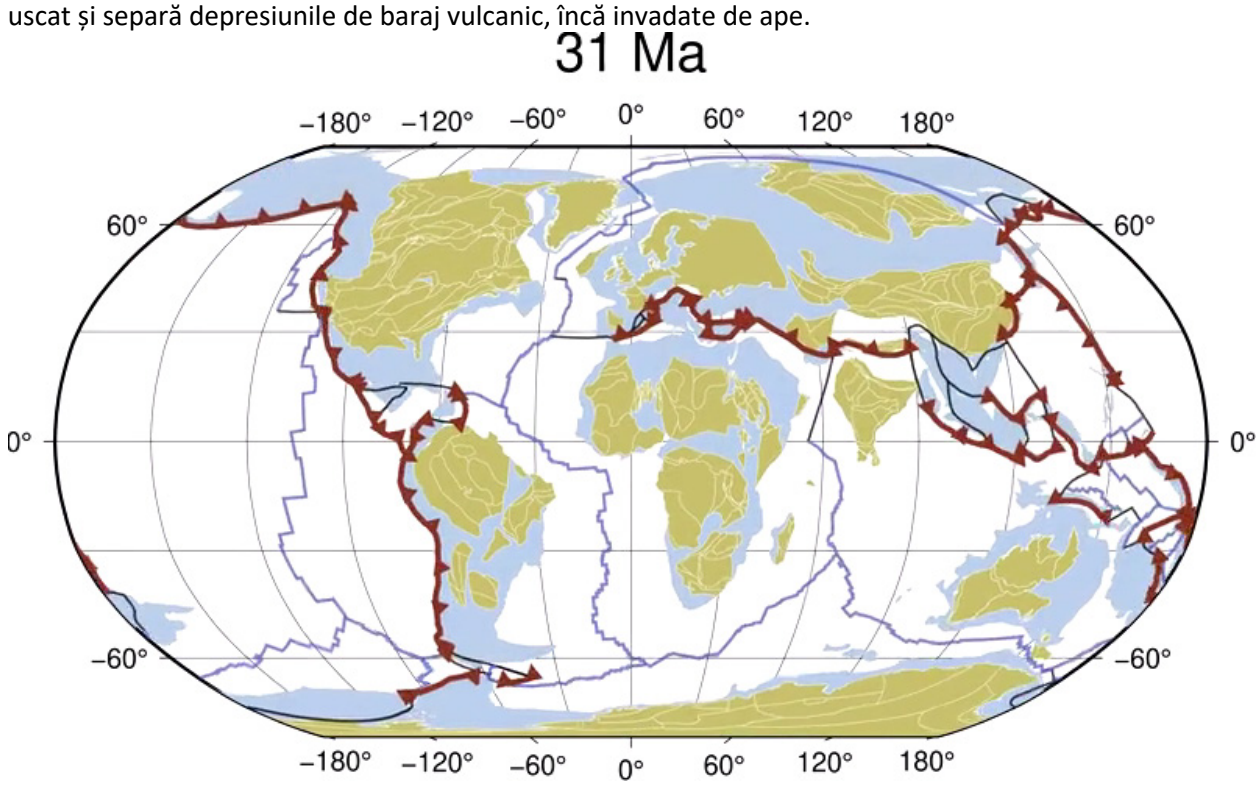


*Figura 33 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 31 Ma (Oligocen).*

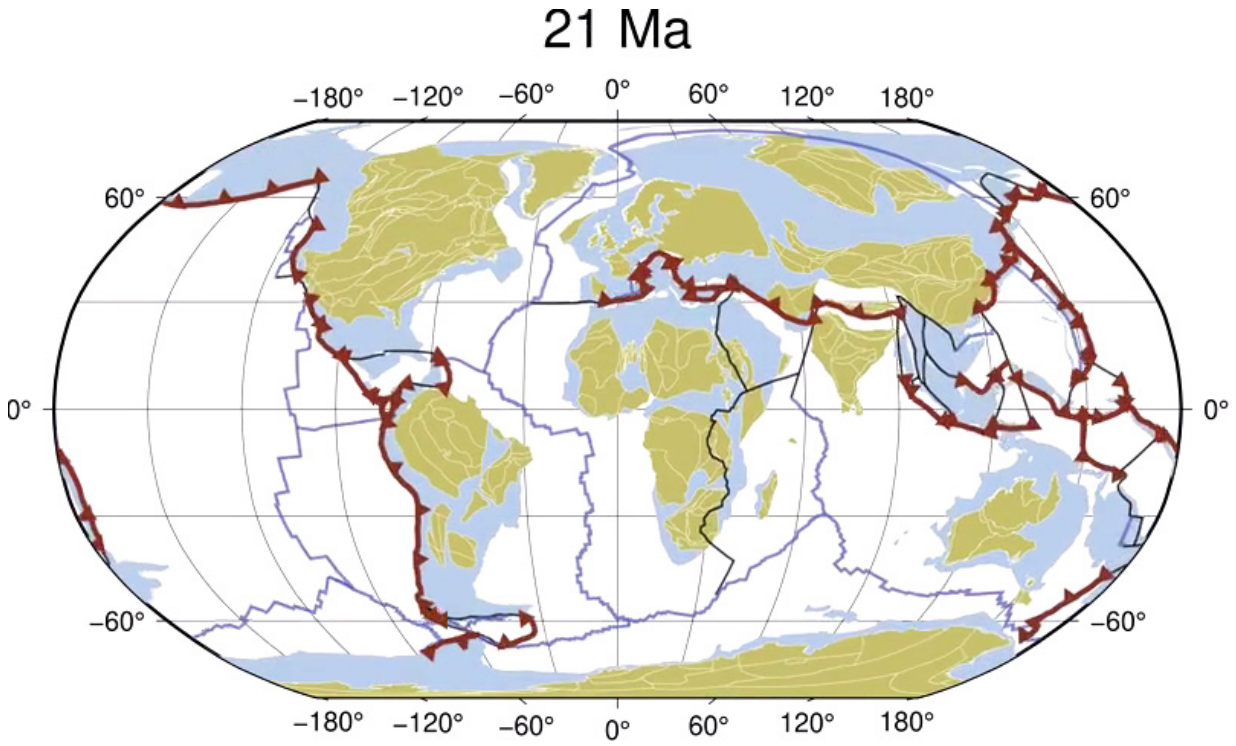



*Figura 34 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 21 Ma (Miocen inferior).*

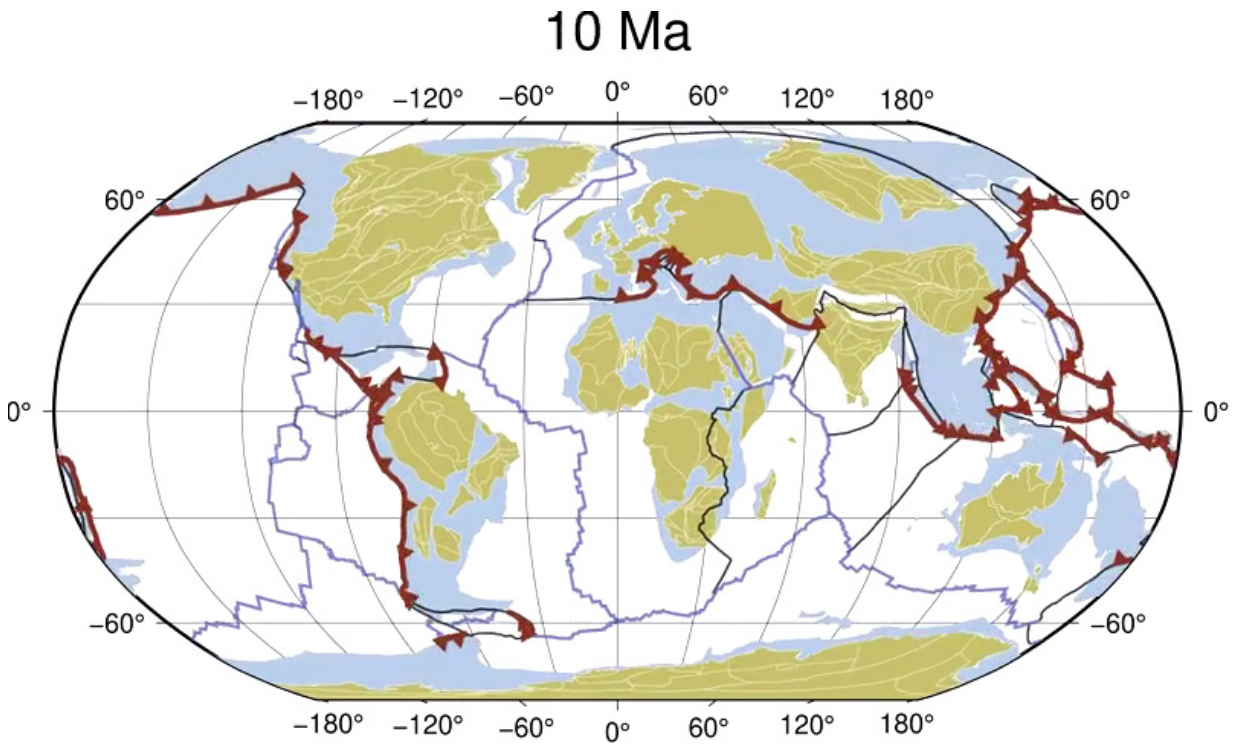


*Figura 35 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 10 Ma (Miocen superior).*

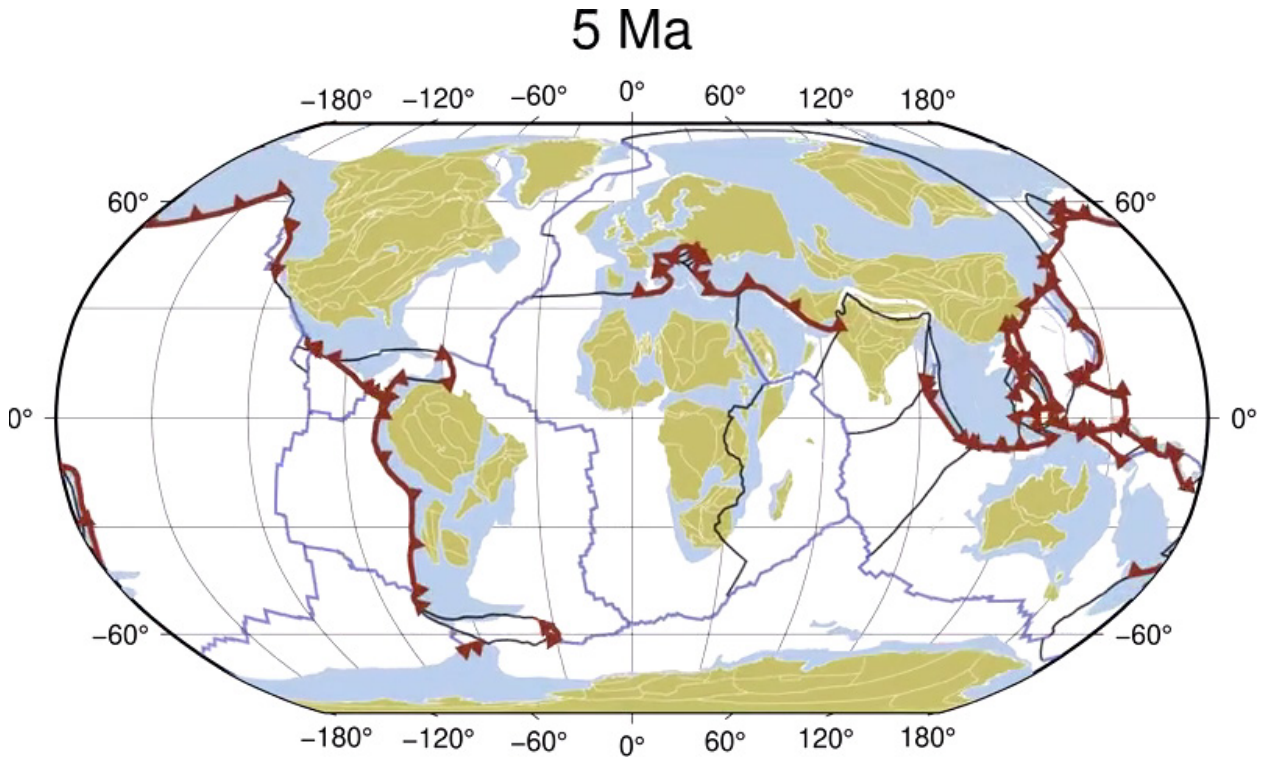



*Figura 36 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 5 Ma (Pliocen).*

Se întrerupe legătura definitiv între bazinul Transilvaniei și depresiunea Maramureșului iar în spatele munților vulcanici se conturează depresiunile tectonice și de baraj vulcanic ale Carpaților Orientali.

În unitățile de platformă extracarpatice pe parcursul erei neozoice au loc mișcări de înălțare sau de coborâre. Mișcările ce coborâre se asociază unor transgresiuni marine în care apa invadează aceste regiuni care sunt intens sedimentate. Astfel pe parcursul Badenianului datorită mediului lagunar din teritoriul subcarpatic sau din bazinul transilvan are loc depunea unor formațiuni salifere respectiv a celor cu sare gemă. Așadar ulterior mișcările din pliocen a dus la formarea unor anticlinale cu sâmburi de sare în unitățile pericarpatice în timp ce în bazinul Transilvan s-au format cutele diapire.

Pe baza sedimentărilor active din unitățile de platformă la limita dintre teritoriul de orogen și cel de platformă în miocen și în prima jumătate a Pliocenului se depun cantități imense de pietrișuri și nisipuri aceste formațiuni piemontane contribuind la formarea unor vaste piemonturi. Începând cu a doua parte a miocenului datorită sedimentărilor intense din Marea Sarmatică, din lacul Transilvan, Panonic și Getic începe formarea ca uscat a ariilor de platforma atât în partea de est a României datorită mișcărilor epirogenetice pozitive mult mai pronunțate în jumătatea de nord începe formarea ca uscat a Podișului Moldovei concomitent cu retragerea spre sud–sud-est a Mării Sarmatice. Astfel Podișul Moldovei se edifică progresiv de la nord la sud lăsând la zi formațiuni tot mai noi de vârsta sarmatică (Buglovian-Kersoniană) apoi depozitele meoțiene și ulterior formațiunile Pliocene sau chiar Cuaternar inferioare.

Prin sedimentare activă se edifică ca uscat și bazinul transilvan la zi apărând formațiuni mio-pliocene. La vest de Carpații Occidentali se individualizează ca uscat spațial actual al Dealurilor de Vest cu formațiuni mio-pliocene dar acoperite de formațiuni piemontane. La fel pe rama bazinului transilvan în Pliocen are

loc formarea unei noi generații de piemonturi în timp ce la sud de Subcarpații Getici și de Curbură se formează vaste acumulări piemontane cu edificarea progresivă a vastului piemont Getic și a Piemontului din exteriorul Carpaților de Curbură.

În Lacul Panonic și în cel Getic continuă însă sedimentarea, cele două unități de câmpie formându-se însă ca uscat în cuaternar. Pe parcursul acestei ere se definitivează ca uscaturi teritoriul actual al Dobrogei de Sud care conservă la zi și formațiuni de vârstă sarmațiană.

Pe parcursul acestei ere climatul a fost în general de factură tropical-subtropicală sau mediteraneeană ceea ce a dus la apariția și dezvoltarea unei rețele hidrografice tot mai bine dezvoltată unele sectoare de râuri având activitate intensă în Sarmațian (Valea Bistriței) pentru ca în Pliocen să se definitiveze Rețeaua Carpatică și extracarpatică. Învelișul biotic devine tot mai complex și mai evoluat cu evidente tendințe de zonalitate îndeosebi în altitudine. Elementele păstrate în flora sau fauna actuală sunt însă extreme de puține datorită schimbărilor climatice profunde din Cuaternar.

## 2.5 Elemente moștenite în structura sistemului geografic din cuaternar

**Era cuaternară** se întinde de acum 2,58 Ma până în prezent și se împarte în Pleistocen, ce s-a manifestat până acum 14 000/10 500 ani și Holocen, ce s-a manifestat de acum 14 000/10 500 ani până în prezent.

Cuaternarul se distinge prin trăsături proprii în sensul în care mișcările orogenetice sunt reduse (posibil datorită perioadei scurte) și au loc mișcări epirogenetice care duc la înălțarea masivelor dar și la sedimentarea altor zone care au funcționat ca și arii de coborâre. Se diferențiază ca uscat câmpiile de nivel de bază, se individualizează văile în timp ce mediul biotic cunoaște diferite translații, din cauza perioadelor glaciare și interglaciare.

Învelișul gazos ajunge la componența actuală, Cuaternarul reprezentând era în care se desăvârșește aspectul actual al Terrei, se definesc compușii gazoși, hidrici și biotici.

Această etapă se referă la ultimii 2,5 mil ani. Începutul perioadei coincide cu baza calabrianului marin care coincide cu prima secvență de schimbare a climei.

Pe parcursul acestei etape se definitivează aspectul actual al reliefului și pentru prima dată accentul cade pe celelalte componente ale sistemului și nu pe litologie. Acest lucru este valabil întrucât ciclul orogenetic alpin este într-o perioadă de stabilitate iar pe parcursul erei nu se mai înregistrează paroxisme orogenetice ci doar mișcări epirogenetice și eustatice.

Astfel în prima parte a cuaternarului continuă erupțiile vulcanice pe ramura de vest a Carpaților Orientali în special în Călimani, Gurghiu și Harghita. Cercetările mai noi denotă faptul ca în Munții Harghitei erupțiile s-au produs intermitent până la finele pleistocenului.

În cuaternar se desăvârșește aspectul actual al Munților vulcanici iar în interiorul ariei montane se realizează sedimentarea intensă a actualelor depresiuni montane. Așadar în pleistocen are loc formarea ca uscat a acestor depresiuni intramontane sau submontane, întreg teritoriul orogenului Carpatic și al Subcarpaților devenind uscat concomitent prin drenarea fostelor lacuri pleistocene se individualizează și se desăvârșește aspectul rețelei hidrografice, râurile care străbat aceste teritorii creându-și lunci și depozite de terase.

În teritoriile extracarpatice din vestul și din sudul țării se realizează sedimentarea fostelor lacuri Panonic și Getic realizându-se mai multe faze de transgresiune și regresiune cu înaintări și retrageri ale liniei de țărm. Astfel râurile care debușau în cele două lacuri au depus mari cantități de pietrișuri și nisipuri contribuind la formarea unei noi generații de piemonturi, în deosebi la sud de Carpații Meridionali

formându-se astfel Podișul Piemontan Getic, apoi în curbura Carpaților iar pe arii mai restrânse în partea de vest a Carpaților Occidentali și în sudul și sud-vestul depresiunii Transilvaniei.

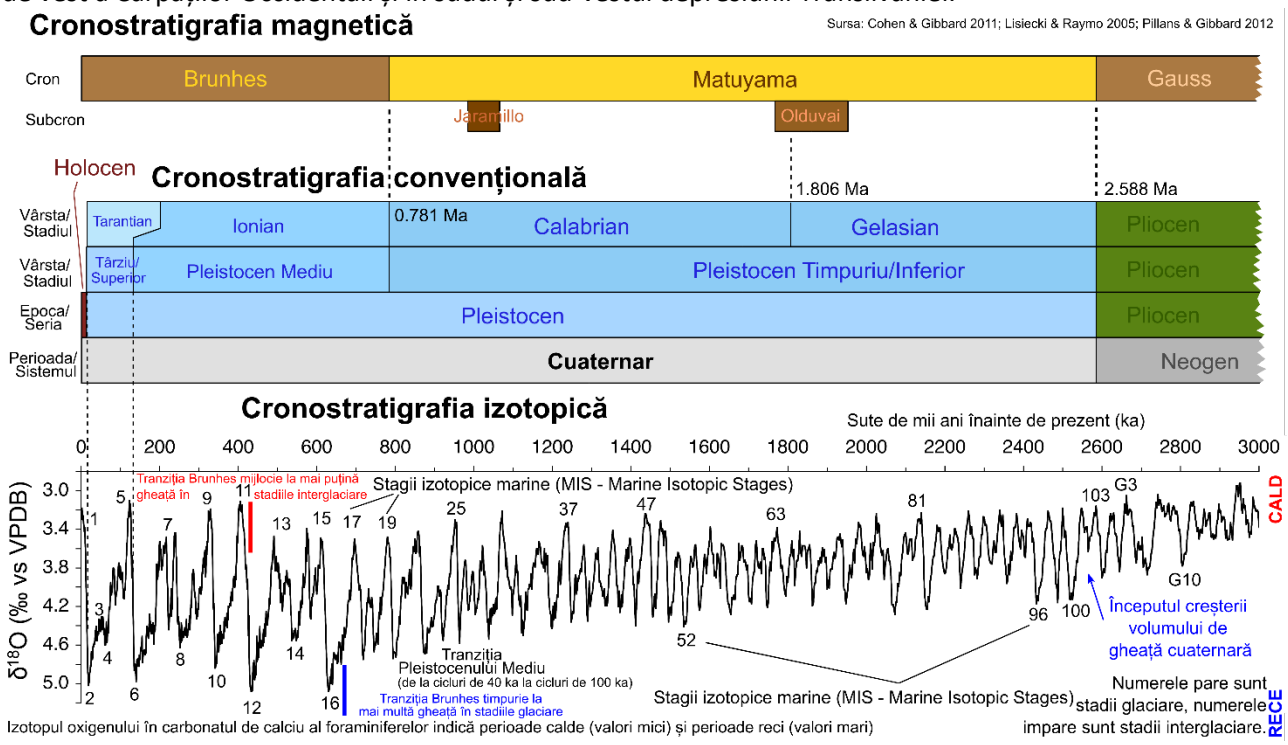



*Figura 37. Cronostratigrafia Cuaternarului (http://railsback.org/FQS/FQS.html)*

Pe parcursul Pleistocenului se realizează prin sedimentare activă și prin retragerea progresivă a celor două lacuri formarea celor două mari unități de câmpie (Câmpia Tisei și Câmpia Română). Concomitent cu formarea ca uscaturi se individualizează și actuala rețea de râuri, cursurile de apă care traversează unitățile de câmpie fiind din ce în ce mai noi în cursurile inferioare (scade numărul de terase).

O dată cu formarea ca uscat a Câmpiei Române se individualizează și cursul Dunării. Astfel la ieșirea Dunării din defileu această prezintă un număr de 9 terase, care se reduc la 7 la confluența cu Jiul, 5 la confluența cu Oltul, 3 la confluența cu Argeșul și 2 în Bărăgan. Astfel ultima porțiune de câmpie care s-a constituit ca uscat a fost Câmpia Siretului inferior unde se mai păstrează și un mic fragment lacustru lacul Măxineni.

În ultima parte a Pleistocenului și ulterior în Holocen se produce și sedimentarea activă în fostul golf al Mării Negre prin repetate transgresiuni și regresiuni marine determinate de mișcările eustatice. Astfel în Holocen se individualizează ca uscat și teritoriul actual al Deltei Dunării iar în ultimii 2000 de ani se închide și fostul golf al Mării Negre rezultând sistemul lagunar Razim-Sinoie.

## 2.6 Condițiile climatice din Cuaternar

Faza cuaternară începe cu faza Calabrianului marin și constă în schimbarea condițiilor climatice de ansamblu. Acest lucru presupune apariția unor secvențe de răcire a climei care s-au repetat pe parcursul Pleistocenului, datorită ciclurilor Milankovitch, controlate astronomic. Abia după tranziția Pleistocenului mediu de la cicluri de aproximativ 40 ka la cicluri de aproximativ 100 ka, a fost destul de rece îndeajuns de mult timp pentru formarea unor calote extinse (doar 14 din cele 41 de stadiale reci dinainte de 0,8 Ma

arată glaciații majore)[24]. Cronologia Pleistocenului s-a stabilit pe baza analizei izotopice a sedimentelor marine sau a celor din gheața calotelor polare, cele mai intense glaciațiuni fiind asociate cu MIS 22, 16, 12, 10, 6, 4-2. În domeniul glaciar alpin, similar celui Carpatic, cea mai clară perioadă studiată cu datări este cea a Ultimului Maxim Glaciar[25] (Last Glacial Maximum - LGM). Glaciațiuni montane mai vechi de Pleistocenul Mediu sunt puțin probabil să fi lăsat urme, în Alpi calota fiind dezvoltătă clar abia de la MIS22.

Ultimul maxim glaciar din Alpi a durat de la aproximativ de la 30 până la 19 ka[26]. Gheţarii s-au întins până la baza ambelor părți ale principalelor lanțuri alpine, formând lobi de piemont în nord și umplând amfiteatrele italiene la sud. Retragerea gheţarilor de la întinderea lor maximă era în curs la 24 ka. Gheţarii au oscilat de la poziții stabile la poziții minore de re-avansare timp de câteva mii de ani, formând morene LGM. La nord și la sud de Alpi, diferitele stadiale nu pot fi încă egalate fără echivoc[27]. Retragerea gheţarilor de la baza munților a început la 19-18 ka. În timpul fazei timpurii lateglaciare a retragerii gheții, rămășițele gheţarilor de vale, cândva uriași, alimentând lobii gheţarilor piemontani, s-au topit generând lacurile extinse care s-au format în văile inferioare. Prima reînaintare a gheţarilor la nivel alpin a avut loc în timpul stadialului Gschnitz, la 17-16 ka, care a fost probabil un răspuns la răcirea la nivel european în timpul evenimentului Heinrich 1. Prin interstadiul Bølling/Allerød, o mare parte din Alpi erau fără gheață. Gheţarii au avansat în mod repetat la câțiva kilometri de pereții capului circului, în timpul stadialului Egesen, ca răspuns la perioada rece Younger Dryas. Morenele stadiale Egesen, în unele locuri, mai multe seturi de morene, au fost construite în majoritatea văilor din Alpi. Datarea cu radionuclizi 10Be pentru morenele stadiale Egesen arată vârste cuprinse între 13,5 și 12 ka. Morenele situate într-o poziție intermediară între morenele Micii Epoci de Gheață (care s-a terminat acum 200 de ani) și morenele Egesen s-au format la marginile gheţarilor care au avansat în timpul fazei de închidere a stadialului Egesen sau în timpul Holocenului timpuriu la 10,5 ka.

În Munții Carpați, în Munții Tatra[28] avansul maxim (LGM I) a avut loc în intervalul de timp între 25 și 20 ka și episodul ulterior (LGM II) când gheţarii au fost stabili, a avut loc pe la 18 ka. Temperatura medie anuală a fost mai scăzută cu 11-12ºC în raport cu condițiile moderne, iar precipitațiile au fost de 40-50% din valoarea actuală. Avansările mai recente ale gheţarilor au avut loc probabil la aproximativ 17-16 ka (LG1) și la 15 ka (LG2). Ambele pot fi corelate cu Stadialul Groenlandez 2a (Dryas Vechi). Condițiile climatice modelate indică un climat rece și uscat, cu o temperatură mai mică cu 9-10 °C și precipitații cu 30-50% mai scăzute, decât cele din climatul actual. Interstadialul 2 din Glaciarul Târziu este perioada în care se înregistrează subțierea rapidă a gheţarilor în partea superioară a bazinelor de captare între 15 și 13 ka. Episodul glaciar LG3 este marcat de morene terminale bine formate, care s-au format la aproximativ 12,5 ka. Această răcire se corelează bine cu Younger Dryas (Stadialul Groenlandez 1), când temperatura în Munții Tatra a fost mai mică decât cea de astăzi cu aproximativ 6 °C și precipitațiile au fost de aproximativ 75% din valorile actuale.

Modelul glaciației alpine propus de **Penck și Brückner (1909/11)** este unul destul de generalizat și nu ar trebui transferat la Carpați, fără să se utilizeze datări. Acesta presupune lipsa unor dovezi de glaciațiuni mai vechi decât Günz (MIS 14-16), morenele acestei glaciațiuni fiind corelate cu terase fluviale și cu un depozit de pietrișuri fluviale de tip polimictic[29], probabil acumulat în mai multe perioade reci precedente.

---

[24] Ehlers Jürgen, Gibbard Philip, Hughes Philip (2011) Introduction. În: Jürgen Ehlers, Philip Gibbard și Philip Hughes (coord.), Quaternary Glaciations – Extent and chronology. A closer look, Developments in Quaternary Science, vol. 15, Elsevier, 1-14. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00001-5

[25] Ivy-Ochs S (2015) Glacier variations in the European Alps at the end of the last glaciation. Cuadernos de Investigación Geográfica, 41(2), 295-315. https://doi.org/10.18172/cig.2750

[26] Mii de ani, prescurtare de la kiloannum

[27] Acest lucru se întâmplă deoarece stadiile glaciare mai noi vor eroda formele de relief ale stadiilor mai vechi

[28] Makos M (2015) Deglaciation of the High Tatra Mountains. Cuadernos de Investigación Geográfica, 41(2), 317-335. https://doi.org/10.18172/cig.2697

[29] Depozit conținând un amestec de materiale de diverse vârste

Următoarele trei glaciațiuni: Mindel (MIS 8-10-12), Riss (MIS 6) și Würm (MIS 2-4), sunt bine păstrate în arealul extern montan sub formă de depozite de till[30], morene terminale, sedimente glacio-fluviale și alterare[31].

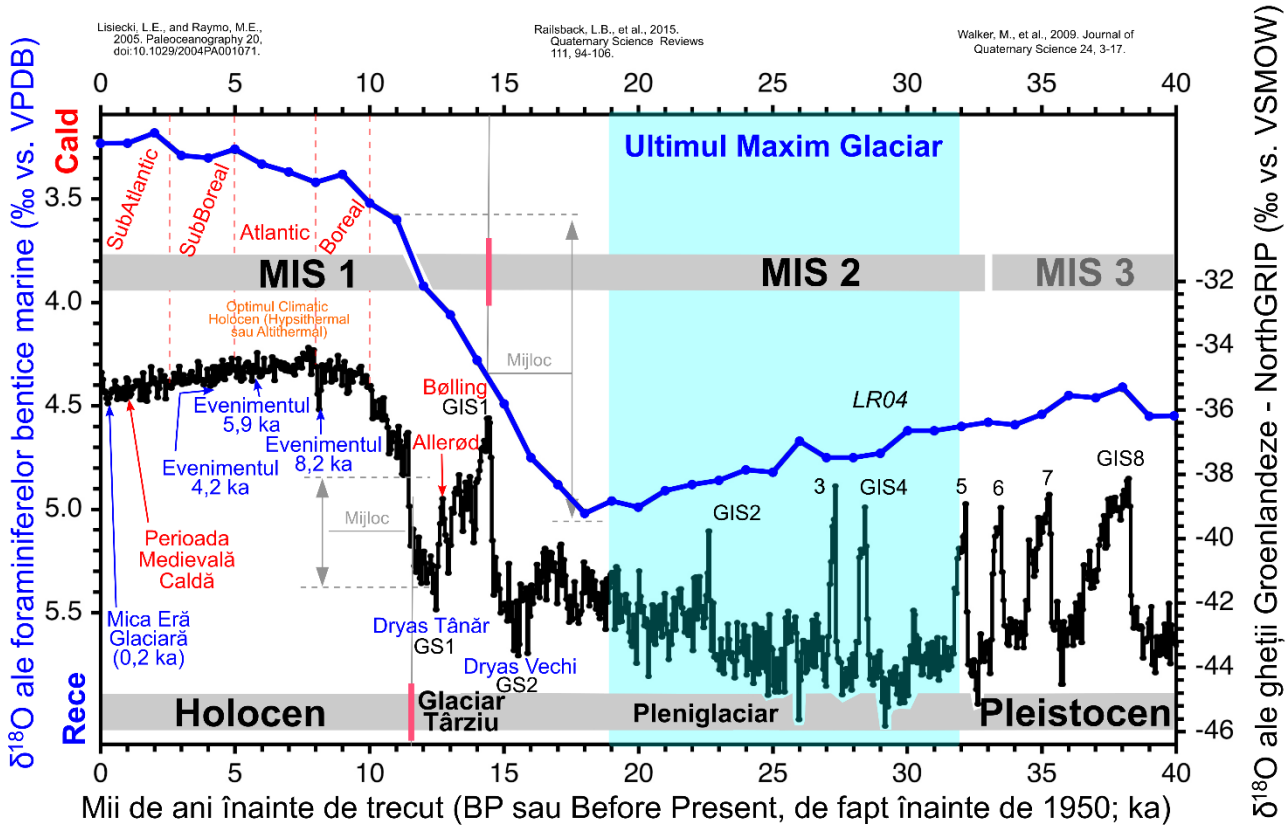



*Figura 38. Cronologia Holocenului și a Glaciarului târziu*

În literatura românească nu sunt dovezi concludente, și aici mă refer la datări pentru perioadele anterioare glaciației Würm, deși există morene destul de joase (950-1050 m în Rodna[32]). Astfel, în lipsa datării și corelării cu depozitele de terase și cu sedimente din peșteri, este foarte complicat de corelat diversele opinii.

Perioada glaciară Würm este cea mai nouă și a cărei prezență se bazează pe cele mai concludente dovezi inclusiv sub aspectul cronologiei. Astfel această perioada începe circa acum 115 000 ani în urmă și se încheie acum 11 700 / 14 500 ani. Pe parcursul perioadei climatul a alternat putându-se separa stadii glaciare și stadii interglaciare. Stadiile glaciare maxime, cele mai reci se află la finalul perioadelor și poartă numele de terminații. Pentru Würm, terminația I cuprinsă între 14 500 și 30 000 de ani BP corespunde cu LGM. În cadrul Würm au fost separate izotopic 5 stadii glaciare (MIS 2, 3b, 4, 5b, 5d) și 6 interglaciare (MIS 1, 3a, 3c, 5a, 5c, 5e)

[30] Depozit glaciar nesortat, depus în fața morenelor terminale, probabil și cu influențe glacio-fluviale

[31] Van Husen Dirk (2011) Quaternary glaciations in Austria. În: Jürgen Ehlers, Philip Gibbard și Philip Hughes (coord.), Quaternary Glaciations – Extent and chronology. A closer look, Developments in Quaternary Science, vol. 15, Elsevier, 15-28. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00002-7

[32] Urdea Petru, Onaca Alexandru, Ardelean Florina, Ardelean Mircea (2011) New Evidence on the Quaternary Glaciation in the Romanian Carpathians. În: Jürgen Ehlers, Philip Gibbard și Philip Hughes (coord.), Quaternary Glaciations – Extent and chronology. A closer look, Developments in Quaternary Science, vol. 15, Elsevier, 305-322. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00024-6

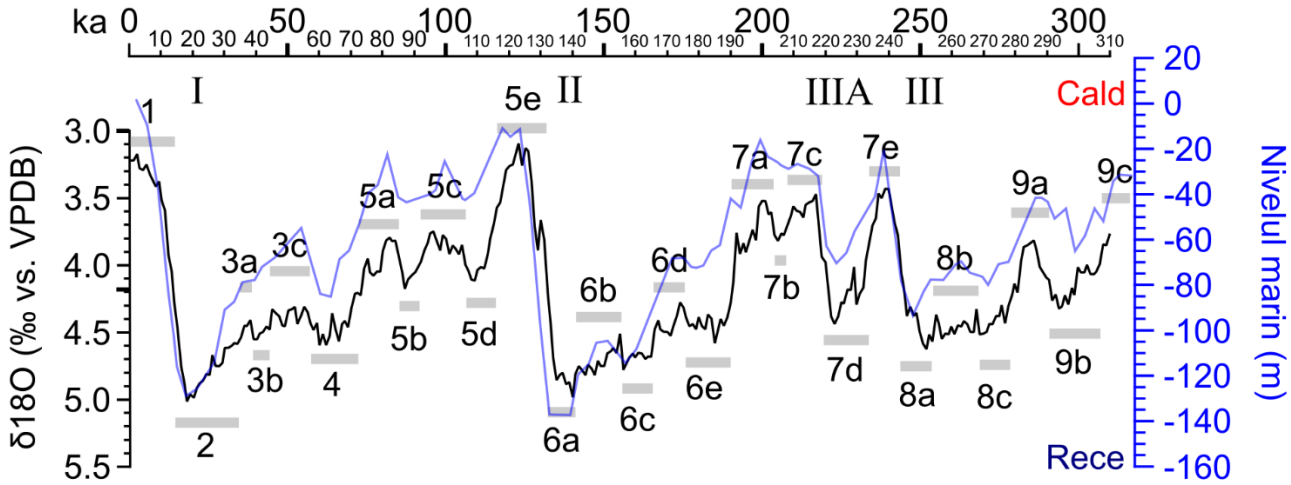



*Figura 39. Variația izotopică și a nivelului marin în ultimii 300 ka (Lisiecki and Raymo, 2005; Railsback et al., 2015; Shakun et al., 2015).*

Între MIS 1 și 5e, care sunt interstadiale clare, temperatura a scăzut cu variații până la maximul MIS 2. MIS 5a și 5c au fost interstadiale cu încălziri mai clare față de răcirile din stadialele 5b și 5d, față de perioada MIS 3, când diferențele dintre stadiale și interstadiale nu sunt foarte mari. În stadiile glaciare climatul sever a dus la formare gheţarilor montani în toate masivele mai înalte din nordul Orientalilor și în toate grupele montane ale Meridionalilor. Majoritatea teritoriului românesc era ocupată de o vegetație de tundră iar în ariile foarte joase dominau formațiunile de stepă rece sau de taiga. Datorită blocării apei în stare solidă s-a realizat o scădere consistentă a nivelului Mării Negre cu până la 130 m sub nivelul actual astfel încât vechiul uscat Nord Dobrogean comunica cu Insula Șerpilor[33]. Modelarea periglaciară a fost foarte intensă, în domeniul montan dezagregările fiind la fel de intense realizându-se mari trene de grohotișuri în timp ce la nivelul versanților s-au realizat mantii deluviale groase iar în baza versanților s-au format glacisuri. În perioadele interglaciare, gheţarii își micșorau volumul și se retrăgeau, în urma lor rămânând morene frontale.

În holocen (10 500 și actual) clima se încălzește începând cu postglaciarul existând o serie de faze care au cunoscut variații termice și pluviometrice astfel încât se vorbește despre tardiglaciar, preboreal, boreal, atlantic și subatlantic. În aceste perioade în flora și vegetația României ca și în fauna s-au instalat au revenit sau au rămas diferite specii. Practic putem vorbi de alternanțe ale unui climat temperat mai umed și mai rece ața cum a fost perioada denumită mica glaciație din sec. 16-19 sau perioade mai calde și relativ aride așa cum este perioada actuală.

## 2.7 Mișcările neotectonice

Sunt mișcări epirogenetice relativ noi care au început de la finele Pliocenului (după consumarea ultimelor faze orogenetice) și care continua și astăzi. Din acest motiv poartă și denumirea de mișcări neotectonice.

Mișcările neotectonice au avut și au un caracter compensator, dominant au fost însă mișcările pozitive care au determinat înălțări dar și regresiuni marine în unitățile de platformă. Au existat însă și perioade

[33] Marea Neagră era deconectată de la Mediterana ți Oceanul Planetar în perioada scăderii nivelului marin – Strâmtoarea Bosfor are adâncimi între 13 și 110 m

sau arii cu manifestări ale mișcărilor negative ca în cazul depresiunilor tectonice sau ale ariilor de subsidență unde au fost însoțite de transgresiuni marine.

Mișcările neotectonice nu au avut un ritm constant existând și perioade în care valoarea era aproape de 0 sau chiar perioade cu mișcări negativă. Acestea sunt indicate de măsurători cu caracter geo-fizic care indică valori diferite pentru marile unități de relief. Dacă mișcările neotectonice din teritoriul Carpatic ar fi fost constant pozitive ar fi rezultat o înălțare de aproximativ 8000 până la 9000 de m ceea ce este imposibil. Cert rămâne faptul ca în domeniul Carpatic înălțările au prevalat ajungându-se la valori de câteva sute de metri eventual la câteva mii de metri în Făgăraș. La polul opus se situează blocurile tectonice de scufundare ca în cazul depresiunile intramontane și submontane unde s-a realizat o sedimentare activă fapt dovedit prin grosimea foarte mare a sedimentelor.

Pe baza măsurătorilor GPS s-a constatat faptul ca mișcările epirogenetice se produc și în momentul de față. Astfel în unitatea de orogen Carpatic mișcările pozitive cu cea mai mare intensitate se produc în aria cristalină și cristalino-mezozoică din nordul Carpaților Orientali. Aici aceste mișcări ating între 4 și 5 mm pe an în timp ce cristalinul Meridionalilor se înalță cu 1 până la 2 mm pe an, iar cristalinul din Carpații Occidentali cu 1 mm pe an.

În aria flișului est Carpatic ca și în toți Carpații de Curbură înălțarea atinge între 1 și 2 mm pe an. În teritoriile de platformă extracarpatice mișcările au însă un caracter compensatoriu. Mișcări pozitive se înregistrează în Podișul Moldovei îndeosebi în jumătatea de nord respectiv între 2 și 4 mm pe an și între și 2 mm pe an în jumătatea de Sud. Compartimentul cu cea mai pronunțată ridicare este Câmpia colinara a Jijiei cu 5 mm pe an.

Dintre unitățile de platformă înălțarea cea mai pronunțată în platforma Dobrogei de Sud unde se ating între 4 și 5 mm pe an în timp ce în Dobrogea Centrala înălțările sunt mai slabe în jur de 2 mm pe an. În sudul Câmpiei Române înălțările ating în jur de 2 mm pe an dar între aria de înălțare și orogenul Carpatic se interpune și o arie cu mișcări negative cu valori semnificative în sectoarele de subsidență ale Câmpiei Române.

În partea de Vest a României mișcările pozitive se remarcă în bordura deluroasă dar cu valori de regulă reduse în timp ce în Câmpia Tisei se constată mișcări foarte slab pronunțate de înălțare în sectoarele piemontane și în câmpiile de tranziție dar s-au identificat și mișcări negative în sectoarele de subsidență în deosebi în Câmpia Someșului, Crișului și Timișului.

În Depresiunea Transilvaniei sensul mișcărilor a fost bivalent astfel încât astăzi se înregistrează ușoare mișcări de înălțare a unor compartimente dar cu valori reduse existând și sectoare de stagnare. Sensul și intensitatea mișcărilor neotectonice determină o anumita specificitate a proceselor geomorfologice. În sectoarele marcate de înălțări domina procesele de denudare, de eroziune și de transport a materialelor din ariile înalte spre cele joase în timp ce în sectoarele de subsidență sau fără mișcări de înălțare caracteristice sunt procesele de acumulare, respectiv de sedimentare activa în luncile râurilor și de colmatare nivelului bazinelor.

Referințe bibliografice

Bell EA, Boehnke P, Harrison MT, Mao WL (2015) Potentially biogenic carbon preserved in a 4.1 billion-year-old zircon. PNAS 112(47):14518-14521

Butterfield NJ (2000) Bangiomorpha pubescens n. gen., n. sp.: implications for the evolution of sex, multicellularity, and the Mesoproterozoic/ Neoproterozoic radiation of eukaryotes. Paleobioology 26(3):386-404

Donnadieu Y, Goddéris Y, Le Hir G (2014) Neoproterozoic atmospheres and glaciation. În: Holland HD, Turekian KK (eds) Treatise on geochemistry, vol 6, 2nd edn. Elsevier, Oxford, pp 217–229.

Timothy M. Gibson, Patrick M. Shih, Vivien M. Cumming, Woodward W. Fischer, Peter W. Crockford, Malcolm S.W. Hodgskiss, Sarah Wörndle, Robert A. Creaser, Robert H. Rainbird, Thomas M. Skulski, Galen

P. Halverson (2017) Precise age of Bangiomorpha pubescens dates the origin of eukaryotic photosynthesis. Geology 46 (2): 135–138. doi: https://doi.org/10.1130/G39829.1

Humphreys-Williams, E.R. and Zahirovic, S., 2021. Carbonatites and global tectonics. Elements: An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology, 17(5):339-344, https://doi.org/10.2138/gselements.17.5.339

Molnar P (2015) Plate tectonics. A very short intorduction. Oxford

Wilde SA, Valley JW, Peck WH, Grahams CM (2001) Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. Nature 409:175-178

# 3. Morfostructura și cadrul tectono-structural al României

## 3.1. Tipuri de structuri geologice întâlnite în România

Fiecare tip de mișcare a scoarței terestre presupune formarea unor anumite structuri geologice. Structură geologică redă modul de origine a straturilor geologice în scoarța terestră și modul lor de dispunere.

Structurile cutate

Mișcările orogenetice, care presupun cutare și înălțare, contribuie la formarea structurilor cutate. Aceste structuri cutate sunt specifice tuturor ariilor de orogen și cuprind mai multe tipuri de cute.

Cele mai simple cute sunt cele normale, care presupun o succesiune simetrică de cute în care se pot deosebi porțiuni cu straturile înălțate, cunoscute sub denumirea de anticlinale sau porțiuni cu straturile coborâte, sinclinale. Acest tip de structuri se regăsește în toate ariile de orogen, acolo unde pe linia unor anticlinale se identifică culmi montane, iar pe linia sinclinalelor se regăsesc văile (de exemplu: Obcinile Bucovinei).

Pe lângă cutele normale pot sa apară și cute redresate sau cute răsturnate. De regulă, în aceste situații se identifică asimetrii de relief. De asemenea, se întâlnesc chiar inversiuni de relief acolo unde sinclinalele sunt puternic înălțate, iar anticlinalele mult coborâte tectonic (de exemplu: Rarău, Ceahlău).

Structurile cutate formate în diferite cicluri orogenetice presupun și ample translări de roci, împinse unele peste altele, astfel încât formațiuni mai vechi acoperă formațiuni mai noi. Asemenea fenomene tectonice poartă denumirea de "șariaje", care îmbracă forma unor "pânze de șariaj" sau a unor petice de acoperire. În teritoriul Carpatic, în cea mai mare parte discutăm despre prezența unor sisteme în pânză de șariaj. Producerea acestor șariaje presupune și forte tectonice foarte mari, motiv pentru care se realizează și metamorfoza unor roci, mai ales în cazul rocilor vechi prealpine, care ulterior au fost recutate și înălțate în fazele ciclului alpin.

Structurile faliate[34]

Structurile faliate se regăsesc atât în ariile de orogen, cat și în cele de platformă. În ariile de orogen se regăsesc structuri de tip horst-graben. De exemplu: în Apuseni, masivul Vestic funcționează ca un horst, iar depresiunile ca grabene. În unitățile extracarpatice sisteme horst-graben întâlnim în Dobrogea de Nord, unde Munții Măcinului constituie un horst, iar Delta Dunării și Lunca Dunării un graben.

În unitățile de platformă pot exista structuri faliate, unde anumite unități de podiș sunt înălțate, iar alte compartimente sunt coborâte.

Structură monoclinală și tabulară

Acestea sunt caracteristice doar unităților extracarpatice, respectiv unităților de platformă. În cazul structurilor monoclinale straturile geologice sedimentare sunt ușor inclinate, eventual cvasiorizontale. În aceste situații iau naștere mari asimetrii de relief, respectiv relieful de cueste. Aceste structuri sunt caracteristice unităților de podiș (Podișul Moldovei fiind cel mai reprezentativ).

Structură în domuri

Se prezinta sub forma unor straturi orizontale sau aproape orizontale, care din loc în loc prezintă mici bombări, numite "domuri". În România, structură în domuri este caracteristică Podișul Transilvaniei, unde este legată de tectonica sării.

[34] Modele de hârtie care pot ajuta la înțelegerea structurilor faliate se pot regăsi la https://www.fault-analysis-group.ucd.ie/

Structură în cute diapire

Sunt caracteristice unor formațiuni sedimentare în care straturile sunt deformate, puternic redresate, Datorită prezentei unor "sâmburi de sare". Structurile în cute diapire sunt caracteristice unităților de podiș (Pod. Transilvaniei), dar aceste deformări de straturi pot afecta și unele depozite sedimentare larg cutate, așa cum este cazul depozitelor cu sare de vârstă badeniană din Subcarpați.

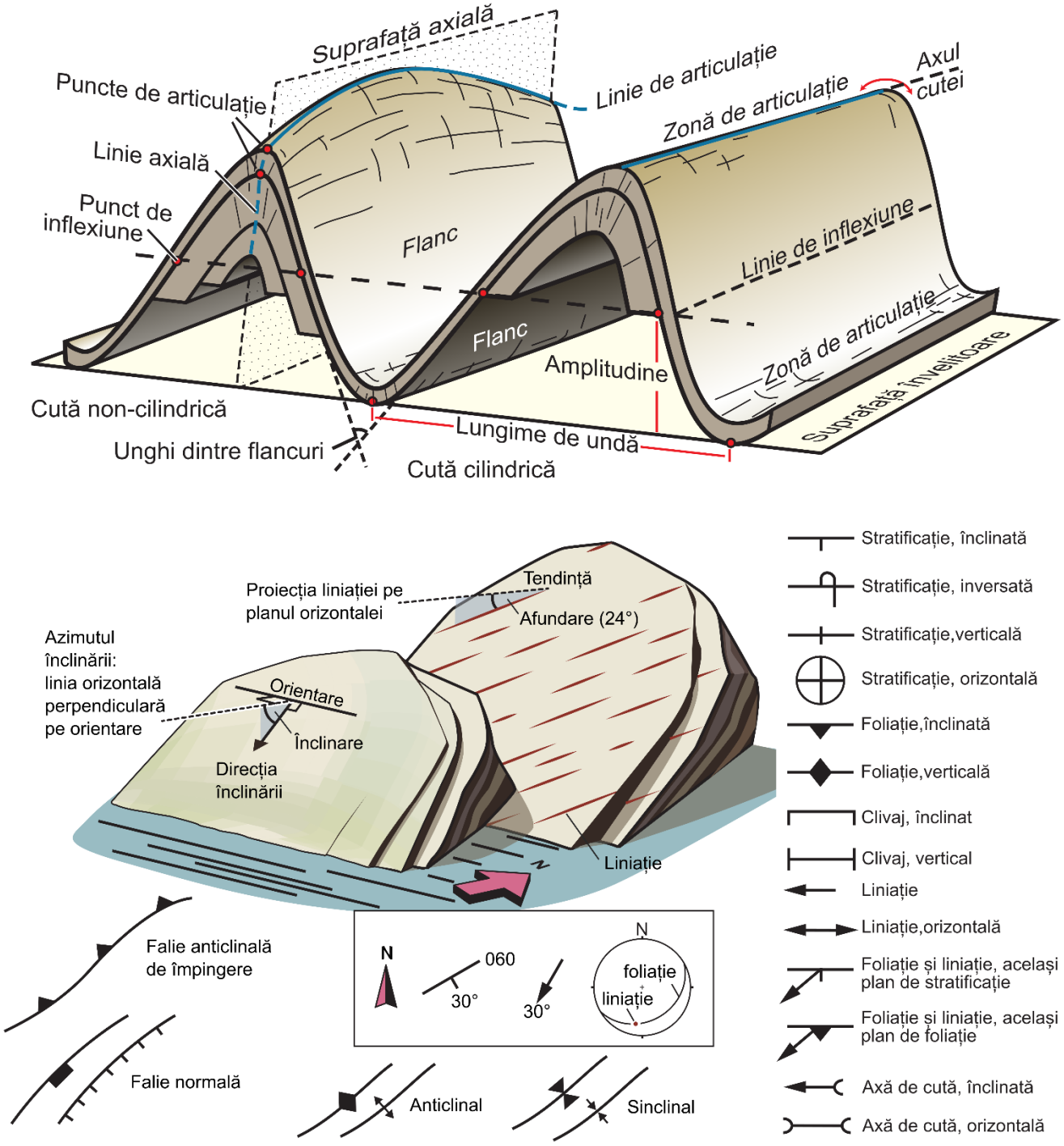



*Figura 40. Măsurătorile geologice ale straturilor și geometria cutelor (Fossen, 2020)*

Structură tabulară

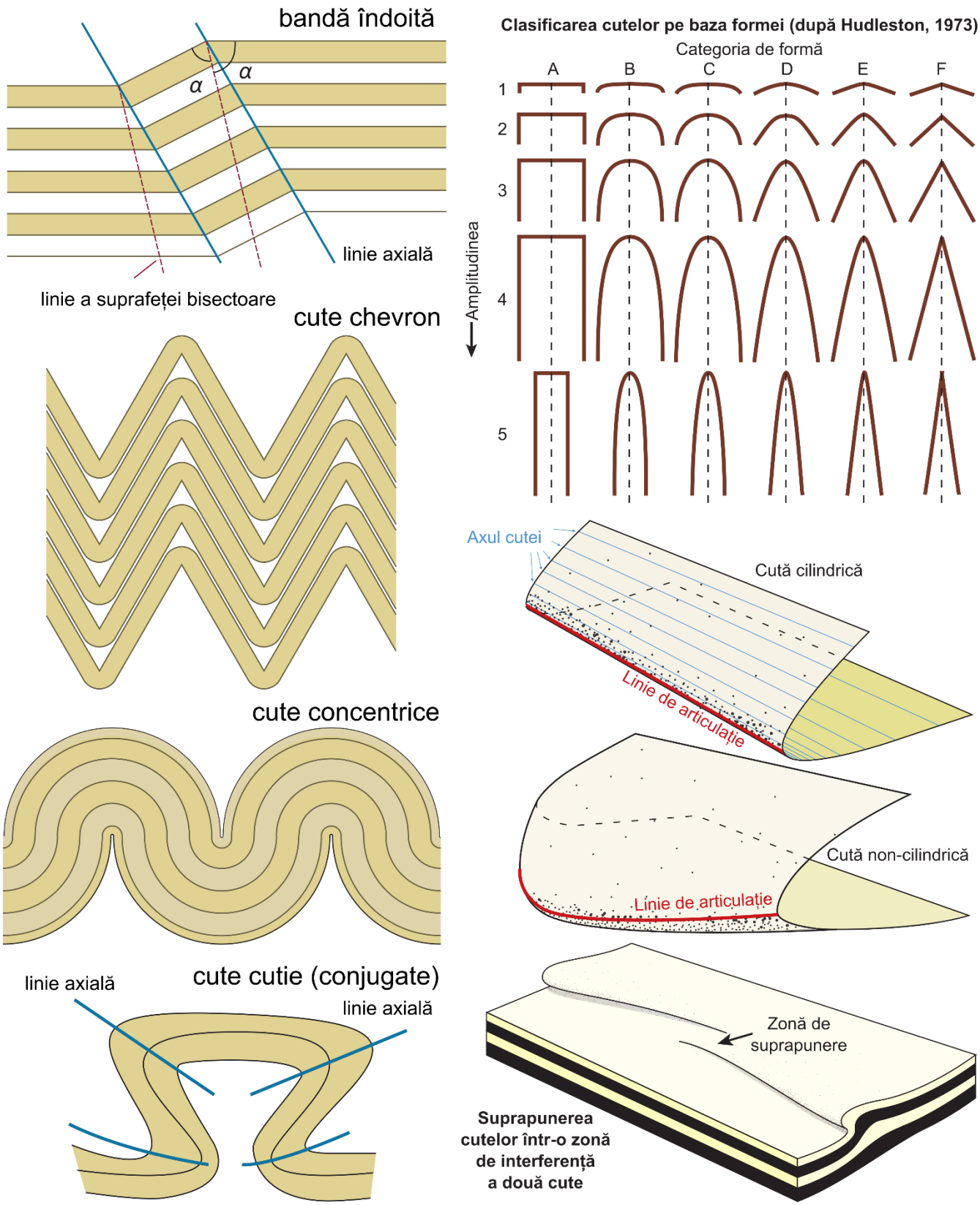



*Figura 41. Tipurile de cute după geometrie (Fossen, 2020)*

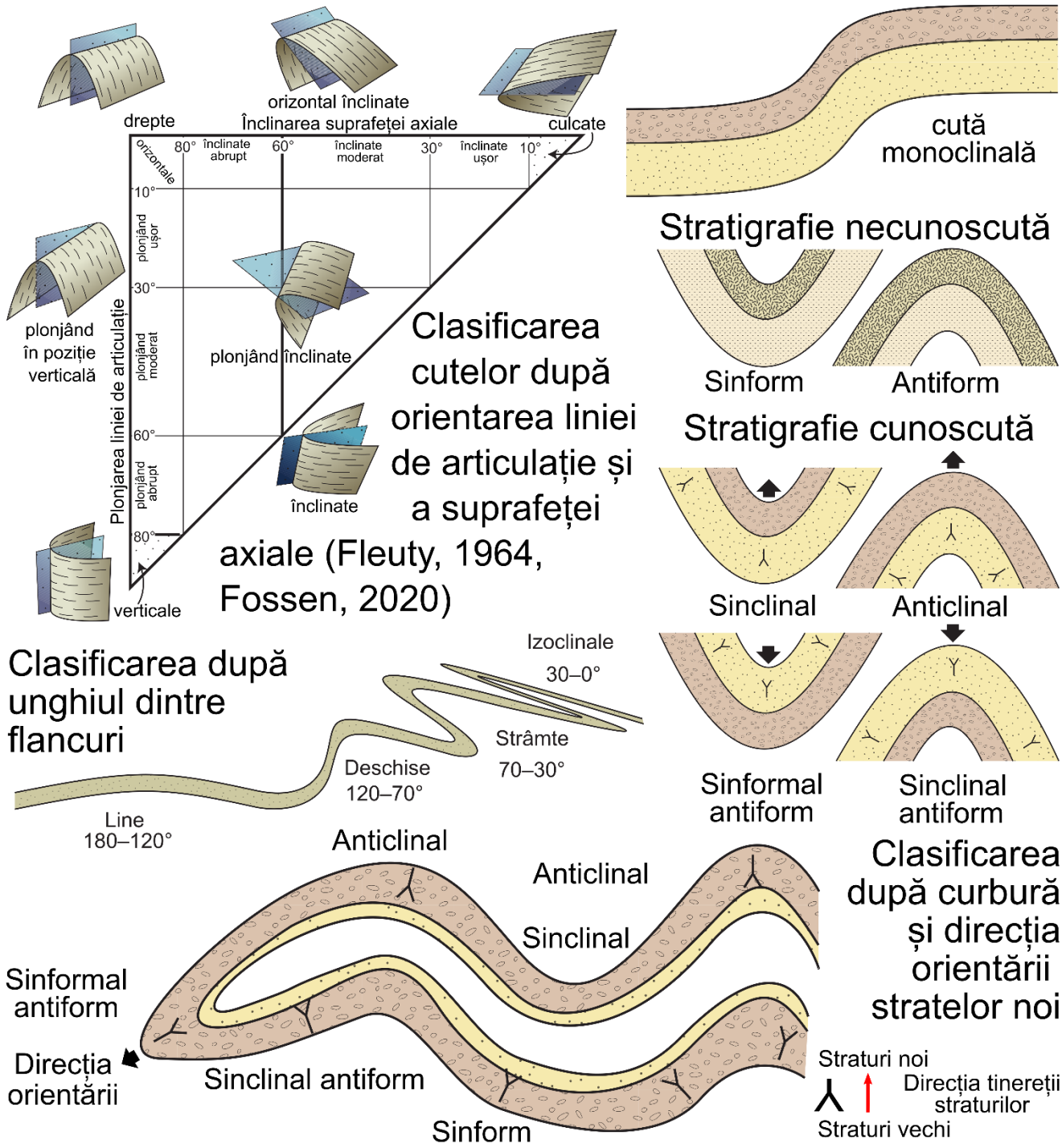



*Figura 42. Clasificarea cutelor (Fossen, 2020)*

Straturile geologice de origine sedimentară sunt perfect orizontale. Sunt cele mai tipice în unitățile de câmpie (ex: Câmpia Română). Pe arii mai restrânse se regăsesc și în cazul unor depresiuni intramontane, unde aceste depozite s-au acumulat într-un mediu lacustru.

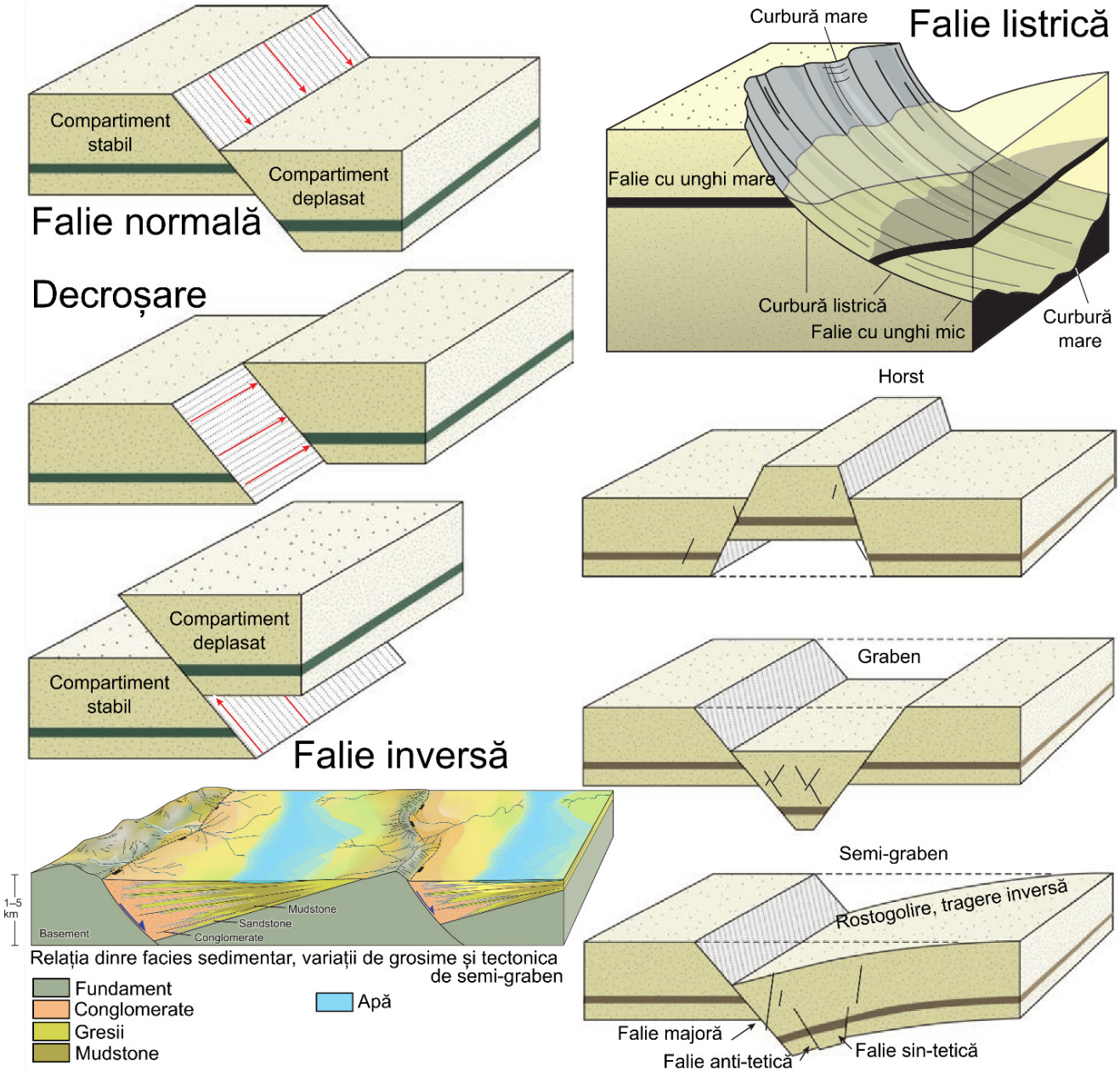



*Figura 43. Tipurile de falii și tectonica zonelor faliate (Fossen, 2020)*

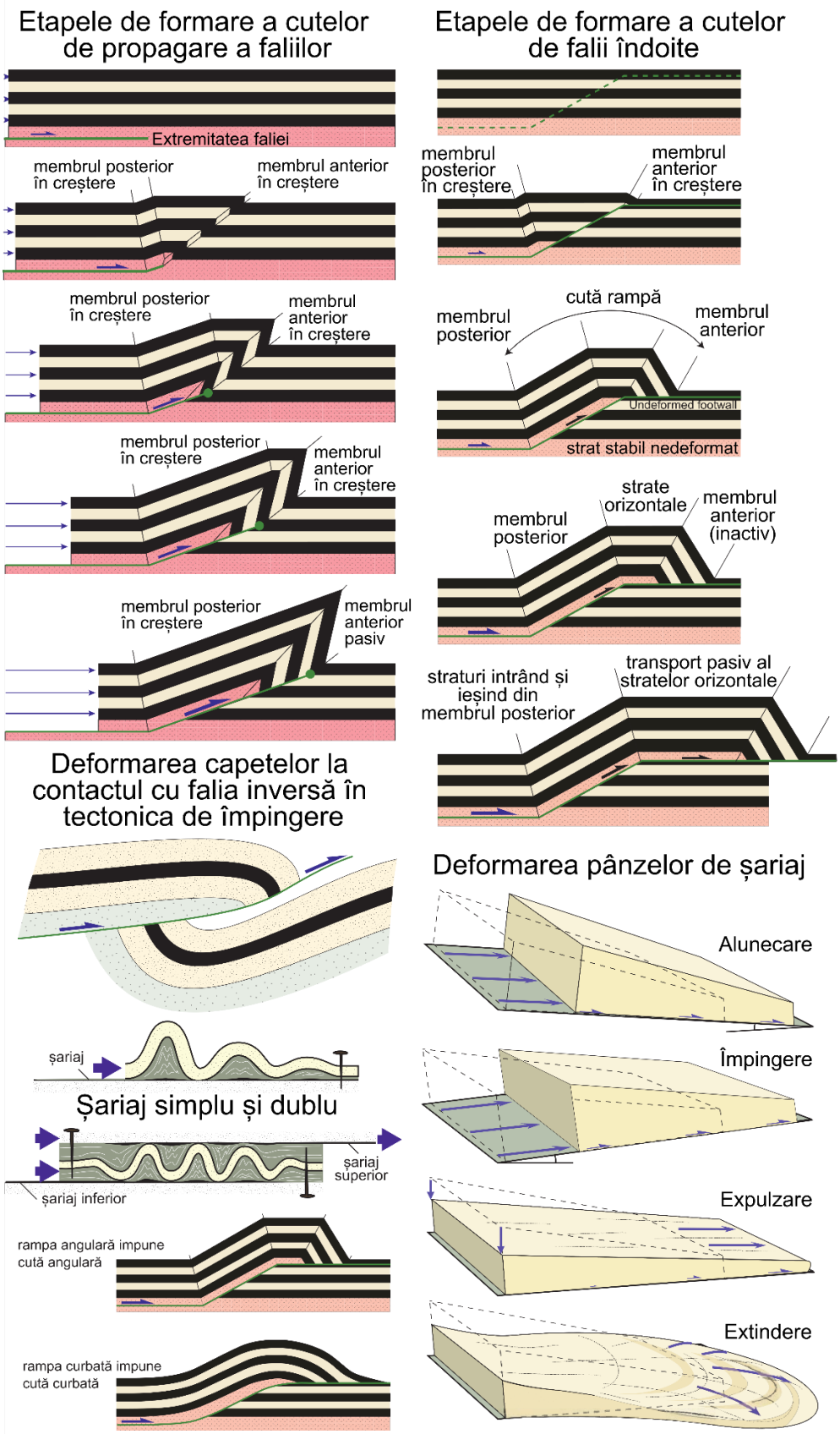



*Figura 44. Tipuri de cute 1 (Fossen, 2020)*

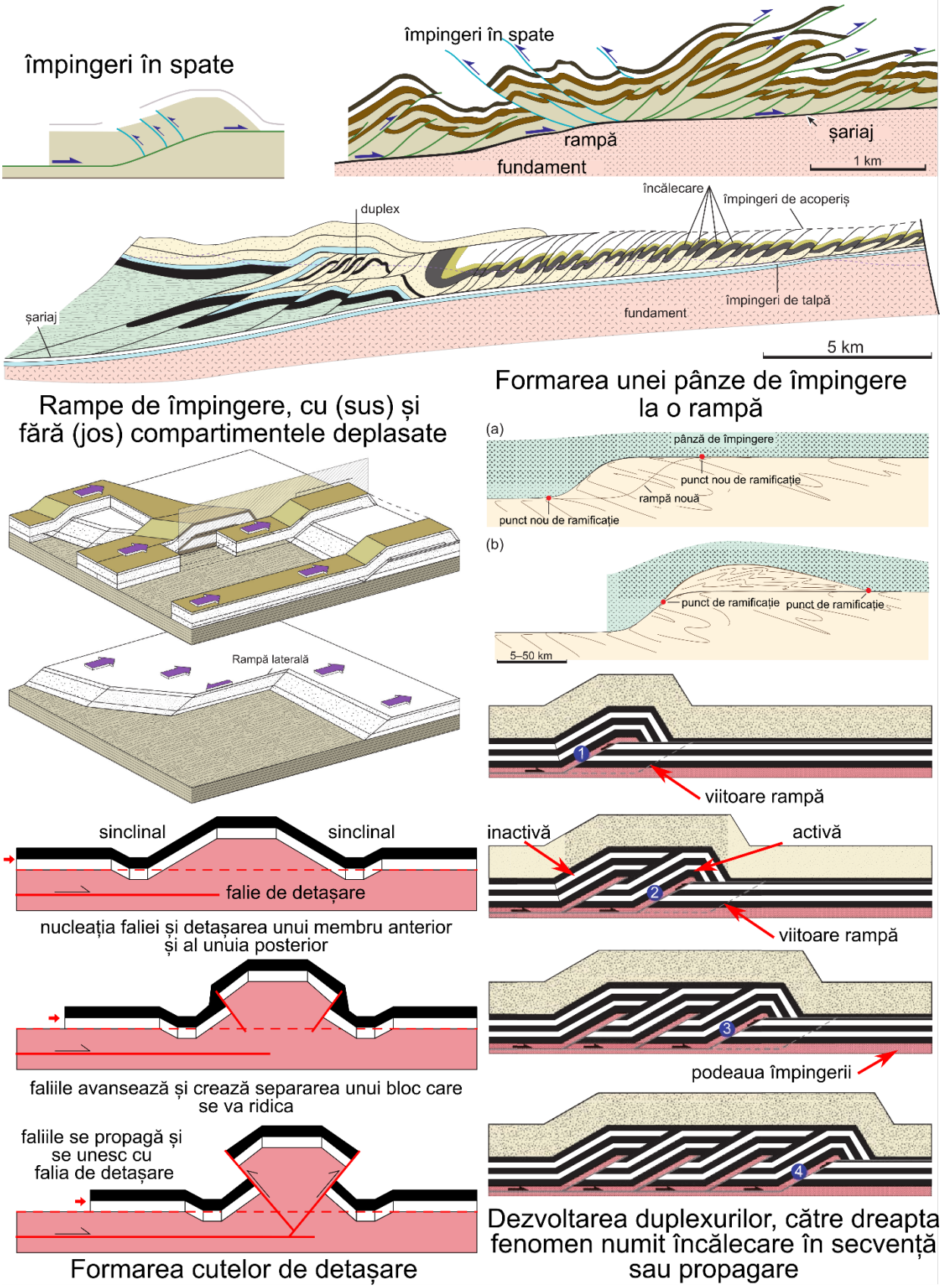



*Figura 45. Tipuri de cute 2 (Fossen, 2020)*

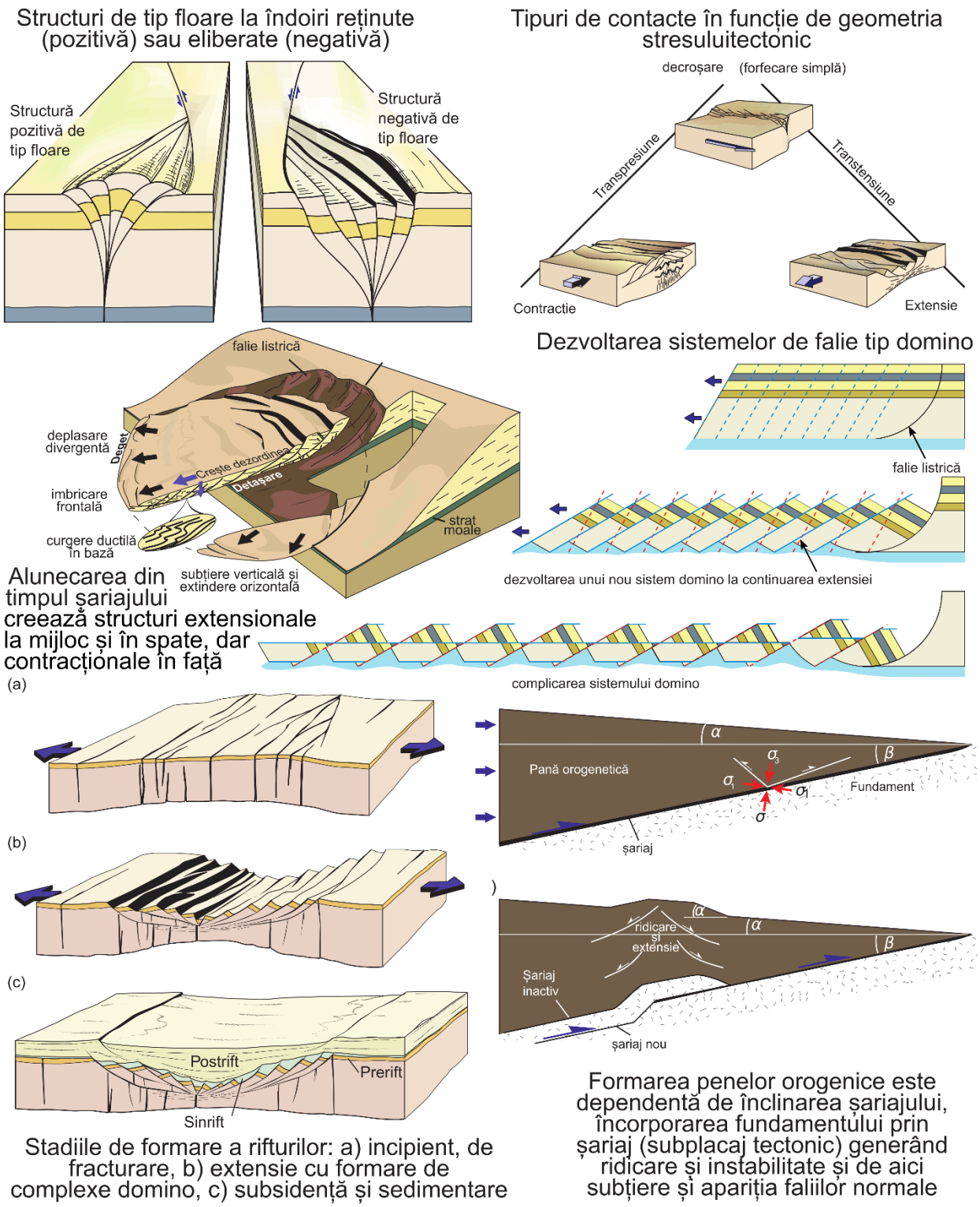



*Figura 46. Tectonica de scară largă (Fossen, 2020)*

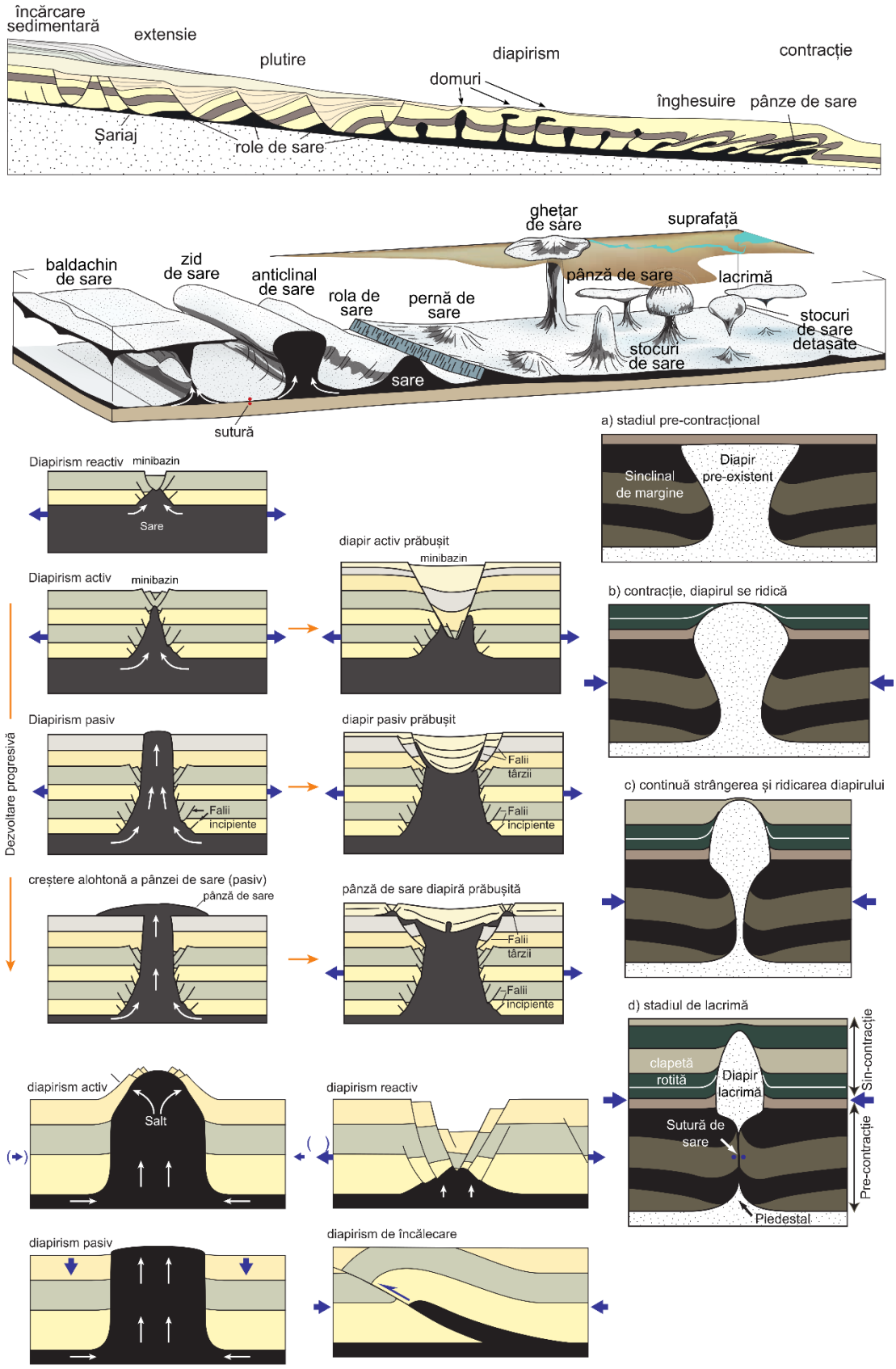



*Figura 47. Tectonica sării (Fossen, 2020)*

## 3.2. Unitățile morfostructurale majore ale României

SCOP: cunoașterea și înțelegerea raporturilor dintre evoluția tectonică, constituția structurală și litologică și morfogeneza reliefului major.

OBIECTIVE OPERAȚIONALE:

- Însușirea noțiunilor de evoluție tectonică în general
- Cunoașterea tectonicii României
- Cunoașterea structurii României
- Cunoașterea litologiei suprafeței României
- Relaționarea evoluției tectonice a României cu morfogeneza reliefului României;
- Asocierea tectonicii și structurii cu morfologia teritoriului României
- Asocierea formelor de relief majore cu principalele unități tectonice

**Unitatea morfostructurală** este *o entitate geologică, individualizată morfologic, ca urmare a evoluției paleogeografice a unui teritoriu*. Individualitatea sa geologică este dată de evoluția paleogeografică, litologie, structură și regim tectonic asemănător. Individualitatea morfologică este dată de morfometrie, geneză și evoluție. Corespondența unitatea tectonică – unitate morfostructurală este evidentă mai ales la nivelul unităților tectonice majore, cu dinamică recentă (bazine tectonice, horsturi), și mai puțin la nivelul unor unități minore, de vârstă veche (terane înglobate în pânze de soclu). Cu toate acestea, asocierea dintre structură, litologie și tectonică este fundamentală pentru înțelegerea morfologiei actuale, dar și a celei viitoare a formelor de relief, fie ele majore sau minore.

**Evoluția geotectonică** a unui teritoriu este caracterizată de ere (cicluri) geotectonice și faze geotectonice.

Faza tectogenetică reprezintă deformările produse de forțe de compresiune ce determină scurtarea crustei (oceanică sau continentală) (Săndulescu, 1984).

Orogeneza grupează totalitatea proceselor care conduc la formarea unei catene cutate, desfășurându-se pe perioada unei ere (ciclu) geotectonice.

Cel două procese principale ale orogenezei sunt tectogenezele și morfogenezele.

Tectogeneza constituie totalitatea proceselor care duc la formarea structurilor unei catene cutate (catenă orogenetică).

Morfogeneza constituie totalitatea proceselor care duc la formarea reliefului unei catene cutate.

Elementele geotectonice majore ale scoarței terestre sunt zonele oceanice și zonele continentale.

Zonele oceanice se reciclează permanent prin riftogeneză și subducție, la ora actuală cea mai veche scoarță oceanică având ~150 milioane de ani (spre exemplu în zonele marginale ale Oceanului Atlantic).

Zonele continentale, foarte dense, sunt foarte vechi (3.8 miliarde de ani) și stabile, ca volum în ultimii 2.6 miliarde de ani crescând cu 10-15%.

De-a lungul evoluției paleogeografice, modul de poziționare și altitudinea zonelor continentale s-a schimbat, pe fondul, deschiderii și închiderii bazinelor oceanice și a formării și eroziunii zonelor montane.

Nivelul marin variază continuu, datorită schimbării topografiei, prin schimbarea volumului oceanelor și a bilanțului hidrosferei, volumul de apă la nivel planetar rămânând relativ stabil.

Din punct de vedere geodinamic continentele prezintă arii mobile (geosinclinale) și stabile (cratoane).

Structural continentele conțin regiuni cutate (orogene), scuturi (soclu cutat) și platforme (soclu cutat acoperit de cuverturi sedimentare).

Zonele de orogen presupun înglobarea unui nucleu mai vechi (terane), flișuri (depozite marine ritmice arenitice și siltice, depuse pe fondul mobilității ciclice a ariei sursă în bazinul de greosinclinal) și molase (depozite marine, salmastre, lacustre sau fluvio-lacustre ritmice grezoase); flișul precede molasa, ambele putând fi pre sau post-tectogenetice.

Orogenul rezultă prin tectonizarea depozitelor depuse într-un geosinclinal (bazin marin), deschis prin riftogeneză și închis prin subducție, consumul complet sau parțial generând șarierea depozitelor cutate peste soclu (pânze de soclu) sau vorland (pânze de cuvertură).

În urma evoluției paleogeografice și pe baza structurilor geologice rezultate pe teritoriul românesc Săndulescu (1984) propune structurarea unităților geotectonice majore la nivelul României în:

A. Regiuni orogenice alpine:
a) Orogenul Carpatic;
b) Orogenul Nord-Dobrogean;
B. Cratoane (Platforme) prealpine:
a) Platforma veche precambriană;
b) Platforma tânără paleozoică.

Translând principalele unități geotectonice la nivelul României la nivelul reliefului, se pot distinge următoarele unități morfostructurale (Bojoi, 1999):

A. Unități de orogen:
a) Orogenul Carpatic;
b) Masivul Nord-Dobrogean;
B. Unități de platformă:
a) Platforma veche precambriană;
b) Platforma tânără paleozoică.

Astfel geotectonic și morfostructural putem discuta de două entități diferite:

- zona de orogen: cuprinde unități de relief cu structură cutată (unități montane, unele podișuri de orogen cu structură cutată - Podișul Mehedinți, unele ansambluri deluroase – Jugul Intracarpatic, unele dealuri din Dealurile de Vest). Legat de zona de orogen se dispun două entități care genetic aparțin orogenului, dar funcțional aparțin zonei de platformă: Depresiunea Colinara a Transilvaniei și Dealurile de Vest cu Câmpia Tisei);
- zona de platformă: este constituită din două elemente definitorii, soclul (fundamentul) și cuvertura sedimentară; soclul reprezintă o veche arie de orogen nivelată, care îmbracă forma unei peneplene. De regula, soclul este constituit din roci foarte vechi, metamorfozate, respectiv din șisturi cristaline cu intruziuni granitice. Soclul este rigid și este situat la diferite adâncimi fiind acoperit de formațiuni mai noi. Cuvertura sedimentară este formată numai din roci sedimentare depuse în mai multe cicluri de sedimentare. Sunt trei mari cicluri de sedimentare, dar pentru relieful actual prezintă importanță doar ultimul ciclu de sedimentare, cu roci pe care astăzi le găsim la zi (roci de vârstă neozoică).

Teritoriul românesc aparține în proporție de 65% zonei de orogen și în proporție de 35% zonei de platformă.

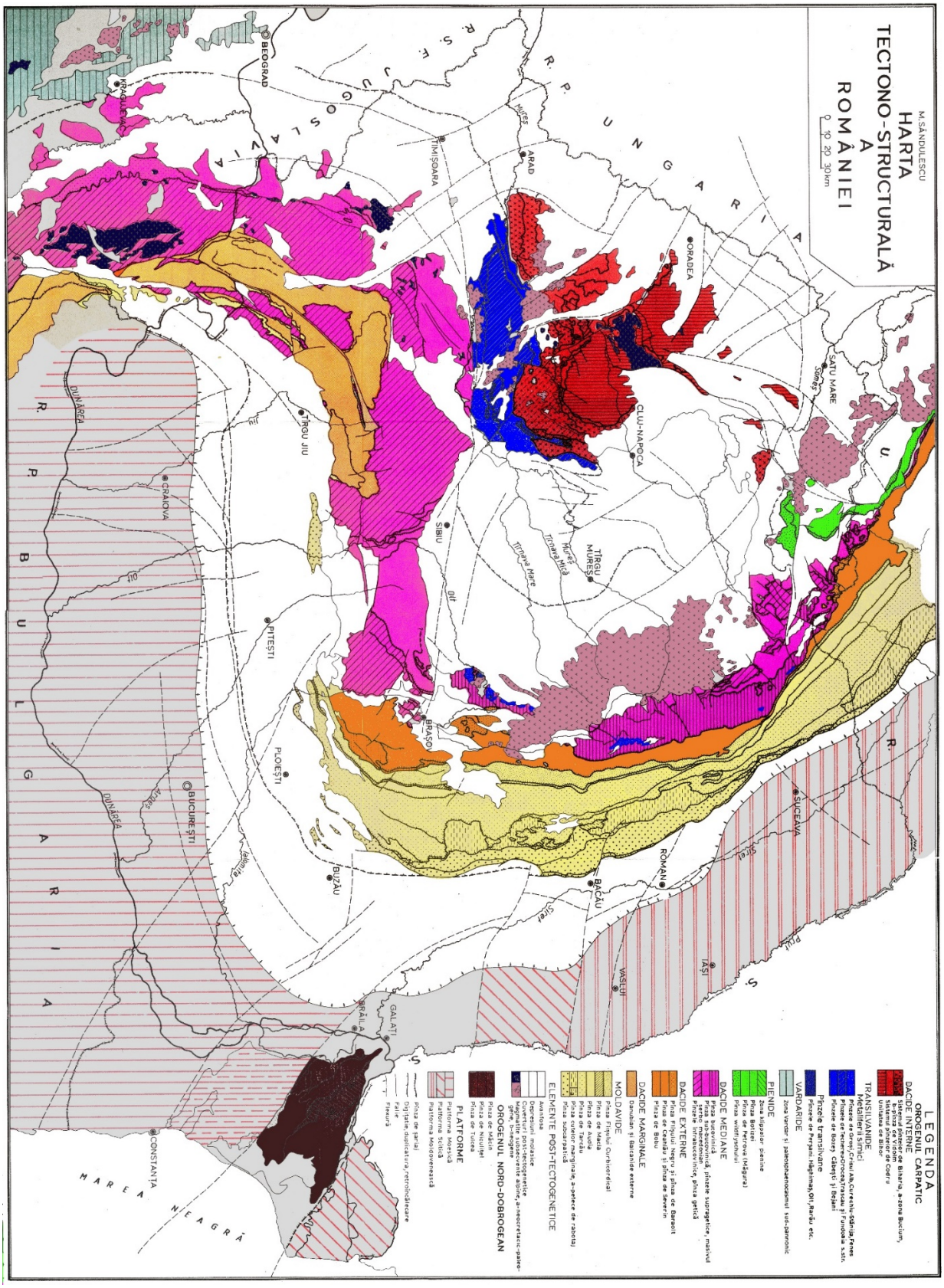



*Figura 48. Harta tectono-structurală a României (Săndulescu, 1984)*

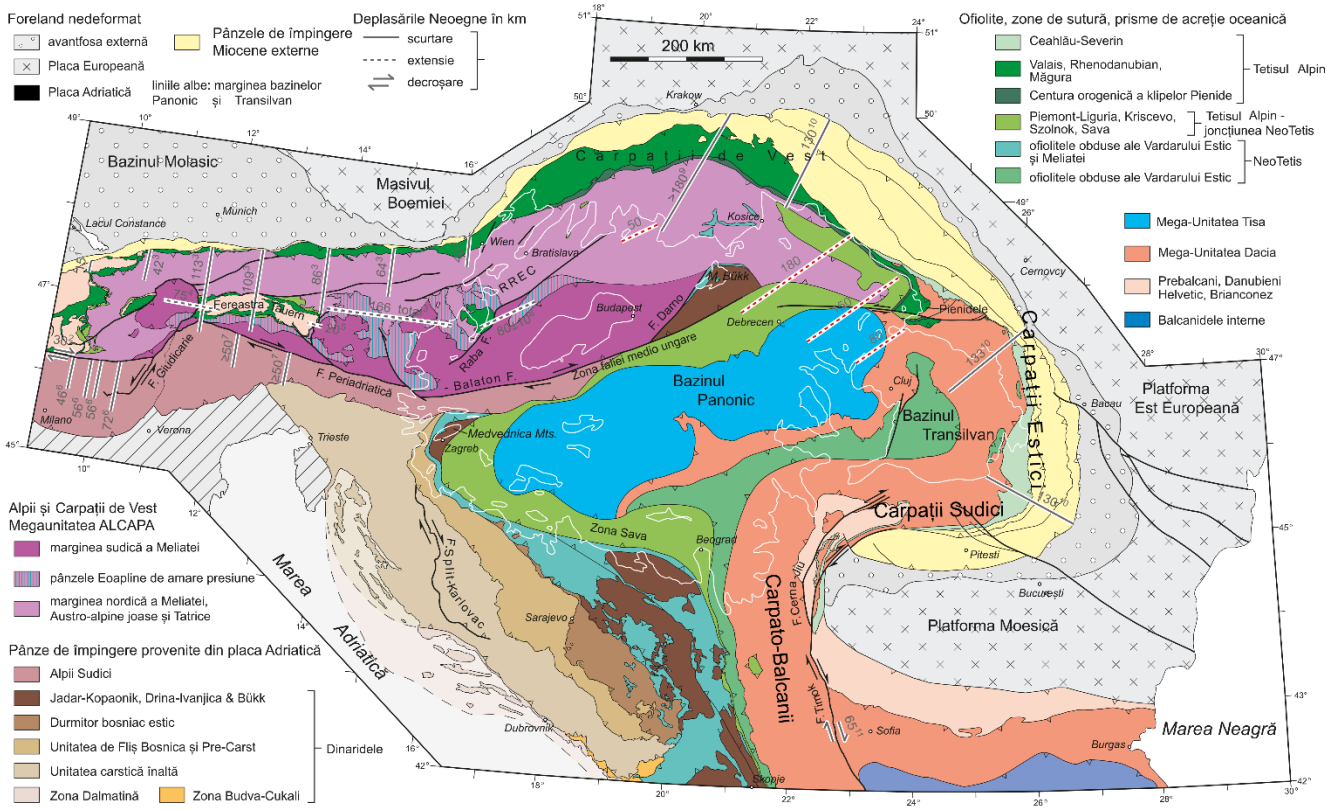



*Figura 49. Harta geotectonică a Alpilor, Dinaricilor și Carpaților (Schmidt și al., 2008)*

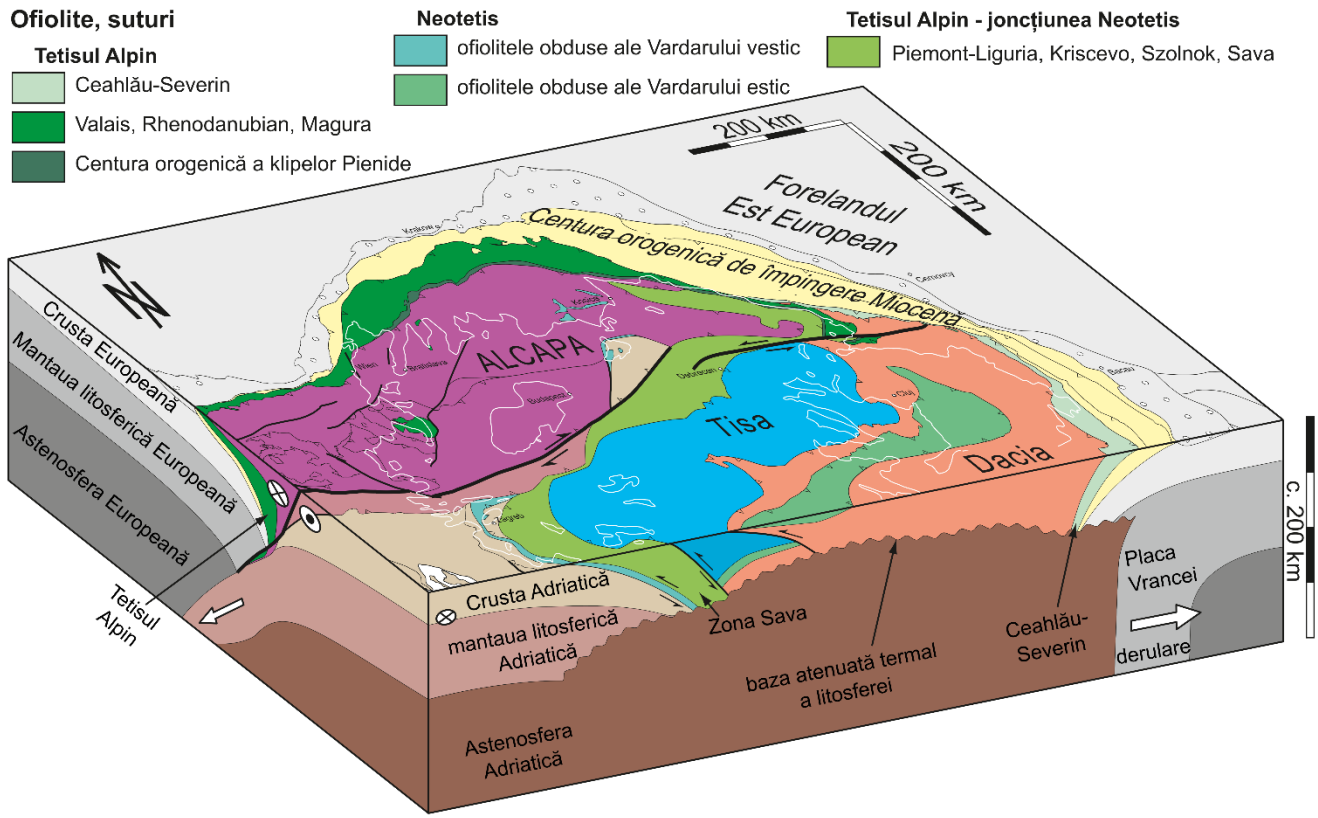



*Figura 50. Blocdiagrama geotectonică a Alpilor, Dinaricilor și Carpaților (Schmidt et al., 2008)*

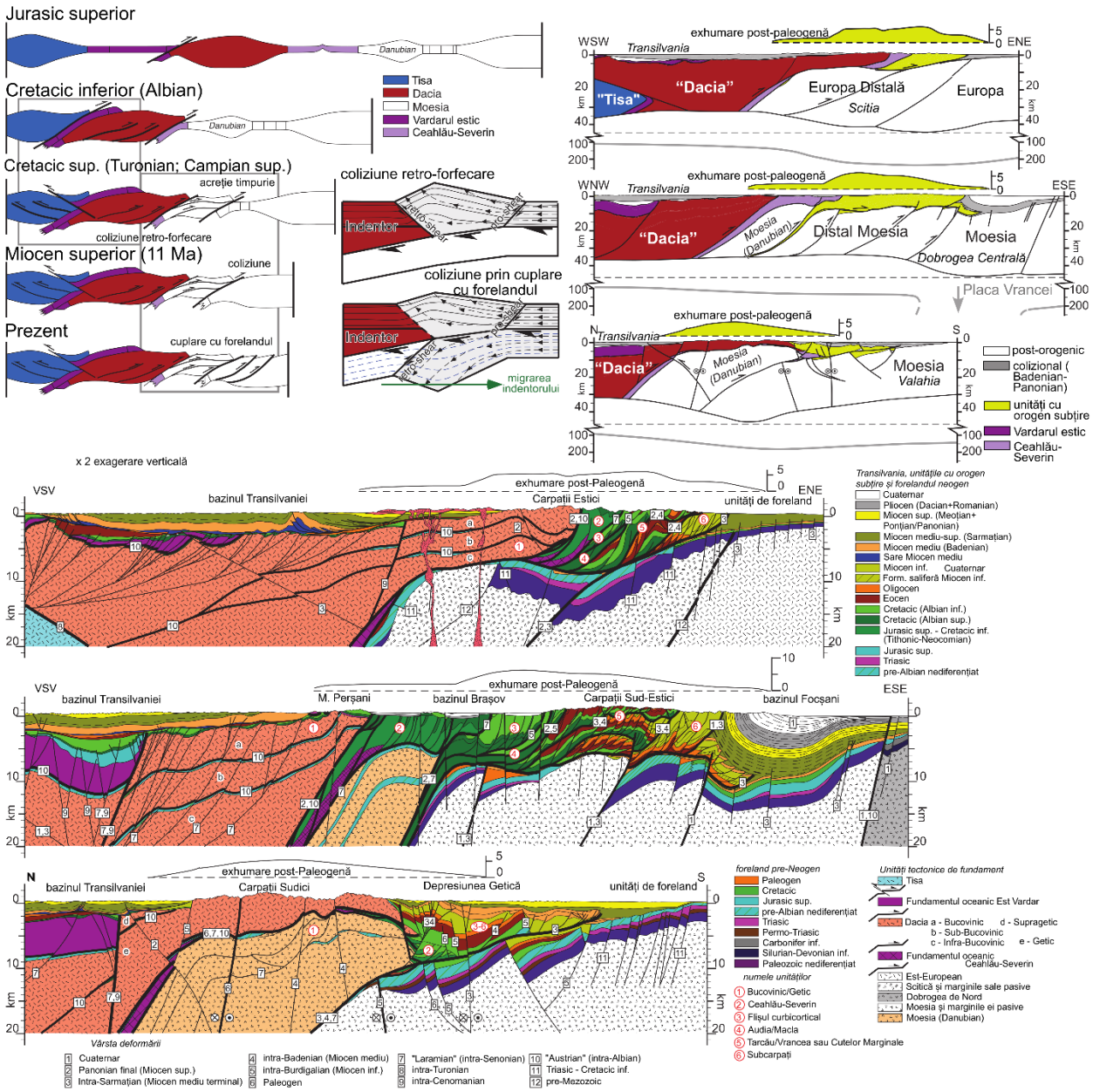



*Figura 51. Evoluția Carpaților Sud-Estici (sus) și secțiuni prin orogenul Carpatic (Mațenco și al., 2010)*

### 3.2.1. Zona de Orogen

Zona de orogen – cuprinde unități de relief cu structură cutată (unități montane, unele podișuri de orogen cu structură cutată - Podișul Mehedinți, unele ansambluri deluroase – Jugul Intracarpatic, unele dealuri din Dealurile de Vest). Legat de zona de orogen se dispun două entități care genetic aparțin orogenului, dar funcțional aparțin zonei de platforma: Depresiunea Colinara a Transilvaniei și Dealurile de Vest cu Câmpia Tisei).

Zona de orogen s-a realizat în ciclul orogenetic alpin, pe parcursul unor faze orogenetice care s-au derulat din a doua parte a Cretacicului până la începutul Cuaternarului. Aceste faze au fost:

- fazele austrică și laramică din Cretacic;
- fazele savică, stirică, moldavică, atică și rodanică din Paleogen și Neogen;
- faza valahă, începutul Cuaternarului.

În cazul zonei de orogen funcționează mai multe unități morfostructurale. Unitatea morfostructurală reprezintă o mare unitate de relief cu o anumita morfologie (aspect) și care are la baza un anumit tip de structură geologică și anumite tipuri genetice de roci.

În cadrul zonei de orogen putem vorbi de existența următoarelor mari unități morfostructurale:

A. Unitatea de orogen Carpatic
B. Unitatea pericarpatică
C. Unitatea Depresiunii Colinare a Transilvaniei
D. Unitatea Dealurilor de Vest și a Câmpiei Tisei

Primele două sunt unități propriu-zise de orogen (sunt cutate), iar ultimele două sunt unități de orogen prin geneză, dar funcționează ca unități de platformă.

## A. Unitatea de orogen Carpatic

Se suprapune ca relief Munților Carpați înglobând însă și unele unități de podiș cu structură de orogen, așa cum este Podișul Mehedinți. În plus, se adaugă Jugul Intracarpatic. În cazul acestei unități discutăm despre dominanta structurilor cutate apoi de prezenta pânzelor de șariaj și de prezenta tuturor celor trei mari categorii de roci. În funcție de timpul și modul de formare, în cadrul acestei mari unități morfostructurale se deosebesc mai multe arii sau zone morfostructurale :

a). Aria morfostructurală cristalină și cristalino-mezozoică
b). Aria morfostructurală a flișului Carpatic
c). Aria vulcanitelor neogene
d). Aria vulcano-sedimentara
e). Aria depresiunilor intramontane

### a). Aria cristalină și cristalino-mezozoică

Constituie nucleul Carpaților fiind întâlnită de regulă în partea centrală a Carpaților. Este constituită din roci foarte vechi, respectiv din roci metamorfice (șisturi cristaline), epi- și mezometamorfice. Aceste roci prezintă o structură cutată și frecvent în pânze de șariaj. Este prezentă în Carpații Orientali (de la granița de N până la Valea Superioară a Trotușului); la periferia estică a acestei zone se dispune zona cristalino-mezozoică constituită din șisturi cristaline în baza, peste care se succed roci mezozoice de vârstă mezozoică. Dintre rocile dominante amintim dolomitele și calcarele. Această zonă este caracteristică Munților Rarăului și Hășmașului. Structură geologică este tot una cutată și în pânze de șariaj (pânze bucovinice și transilvane), dar structură geologică nu este una normala, ci avem de-a face cu prezenta unor sinclinale suspendate (înălțate). Este vorba de prezenta unor mari inversiuni de relief.

În Meridionali zona cristalină ocupa cea mai mare parte a teritoriului, începând din grupa Făgărașului, Parâng și Retezat-Godeanu. această arie este formata tot din șisturi cristaline cu intruziuni granitice, deci roci cutate și metamorfozate cu o structură tot în pânze de șariaj. Aici funcționează două entități: autohtonul danubian peste care urmează pânza getică. Zona cristalino-mezozoică se rezumă la un areal mai restrâns, respectiv în partea terminal sudică, de regulă la Vest de Olt, din Munții Coziei, prin Munții Capățânii și Vulcanului până în Munții Cernei și Mehedinți.

Zona cristalină se dezvoltă și pe flancul nordic, dar numai în partea estică îndeosebi la marginea Munților Șureanu. Alcătuirea litologică și tipul de structură sunt asemănătoare cu zona cu același nume din Orientali.

Din grupa Bucegilor, care aparțin Orientalilor sub aspect tectono-structural, Masivul Leaota este un masiv cristalin, iar Masivul Piatra Craiului reprezintă un masiv calcaros care aparține zonei cristalino-mezozoice.

Din punct de vedere tectono-structural, Carpații Meridionali se continua până în Defileul Dunării, incluzând Poiana Rusca și Munții Banatului.

Argumente: se continua aria cristalină prin M. Poiana Rusca, M. Semenic, parțial Almăjului și Locvei, la care se adaugă și Munții Dognecei cu aceeași structură în pânze de șariaj. Mai mult, zona cristalino-mezozoică este foarte bine reprezentată îndeosebi în zona Munților Aninei cu un sinclinal ce se continuă între Reșița și Moldova Nouă, cât și cu alte apariții ale calcarelor și dolomitelor îndeosebi în Munții Almăjului spre Defileul Dunării.

În Apuseni aria cristalină este reprezentata printr-un bloc central în Munții Bihorului și în ansamblu, Gilău, Muntele Mare, dar aria cristalină apare și în Munții Zarandului, local în Munții Codru Moma, cat și în masivele din nordul Apusenilor, Munții Meseș și Munții Plopiș (Șes). Structură geologică a rocilor metamorfice se remarcă prin existența pânzelor de șariaj, respectiv Pânza de Codru care încalecă peste Autohtonul de Bihor. Zona cristalino-mezozoică are o largă răspândire în partea central-sud-estică respectiv în Munții Bihorului și în Munții Trascăului în care se remarca prezenta calcarelor și dolomitelor care generează relieful carstic al Apusenilor. Calcarele și dolomitele se mai întâlnesc și în Munții Pădurea Craiului și în Munții Codru Moma.

Balintoni, I., Balica, C., Cliveţi, M., Li, L.-Q., Hann, H., Chen, F., & Schuller, V. (2009). The emplacement age of the Muntele Mare Variscan granite (Apuseni Mountains, Romania). Geologica Carpathica, 60(6), 495–504. doi:10.2478/v10096-009-0036-x

Hoeck, V., Ionescu, C., Balintoni, I., & Koller, F. (2009). The Eastern Carpathians “ophiolites” (Romania): Remnants of a Triassic ocean. Lithos, 108(1-4), 151–171. doi:10.1016/j.lithos.2008.08.001

Balintoni, I., Balica, C., Ducea, M. N., Chen, F., Hann, H. P., & Şabliovschi, V. (2009). Late Cambrian–Early Ordovician Gondwanan terranes in the Romanian Carpathians: A zircon U–Pb provenance study. Gondwana Research, 16(1), 119–133. doi:10.1016/j.gr.2009.01.007

Balintoni, I., Balica, C., & Hann, H.-P. (2011). About a peri-Gondwanan-North African enlarged acceptance of the Caledonian Orogeny. Studia Universitatis Babes-Bolyai, Geologia, 56(1), 29–32. doi:10.5038/1937-8602.56.1.3

Balintoni, I., & Balica, C. (2013). Carpathian peri-Gondwanan terranes in the East Carpathians (Romania): A testimony of an Ordovician, North-African orogeny. Gondwana Research, 23(3), 1053–1070. doi:10.1016/j.gr.2012.07.013

Balintoni, I., Balica, C., & Hann, H.-P. (2011). About a peri-Gondwanan-North African enlarged acceptance of the Caledonian Orogeny. Studia Universitatis Babes-Bolyai, Geologia, 56(1), 29–32. doi:10.5038/1937-8602.56.1.3

Balintoni, I., Balica, C., Ducea, M. N., & Hann, H.-P. (2014). Peri-Gondwanan terranes in the Romanian Carpathians: A review of their spatial distribution, origin, provenance, and evolution. Geoscience Frontiers, 5(3), 395–411. doi:10.1016/j.gsf.2013.09.002

### b). Aria morfostructurală a flișului Carpatic

Această arie se remarcă doar prin prezenta rocilor sedimentare, de regulă consolidate, depuse în mai multe cicluri de sedimentare, apoi cutate și înălțate pe parcursul diferitelor faze ale orogenezei alpine.

Rocile sedimentare cele mai frecvente sunt: conglomeratele, gresiile, marnele, șisturile argiloase și argilele. Acestea sunt depuse în diferite faciesuri din ce în ce mai noi, de la interior spre exteriorul Carpaților. FLIS = o alternanta ritmică de roci sedimentare.

Flișul Carpatic se remarcă prin prezenta unor structuri majore în pânze de șariaj fiecare pânză având și un rol de unitate morfostructurală. Astfel, cea mai tipica arie de fliș o regăsim în Carpații Orientali, de la granița de N a României până spre Valea Dâmboviței. În zona de la curbură, flișul Carpatic îmbracă întreaga arie montana din Munții Vrancei până în cei ai Întorsurii, continuând și dincolo de Depresiunea Brașovului până în Bodoc, Baraolt și Persani.

Principalele pânze de șariaj care se succed de la interior la exterior sunt Pânza de Ceahlău, până de Teleajen (pânza flișului curbicortical) și Pânza de Audia, apoi Pânza de Tarcău și Pânza de Vrancea. Primele trei unități cu rang de pânză formează flișul intern, iar ultimele doua formează flișul extern. Aceste unități îmbracă forma unor fâșii longitudinale mai înguste sau mai late, care practic se încheie în Valea Dâmboviței. În flișul Intern, respectiv în Pânza de Ceahlău se individualizează trei masive Carpatice care constituie tot atâtea inversiuni de relief. Cele trei masive sunt : Ceahlău, Ciucaș-Zăganu, Bucegi, toate constituite din conglomerate.

La Vest de Valea Dâmboviței flișul practic dispare, iar rocile sedimentare reapar fragmentar în Munții Banatului și apoi în Munții Apuseni, fără a mai forma o zona tipica de fliș.

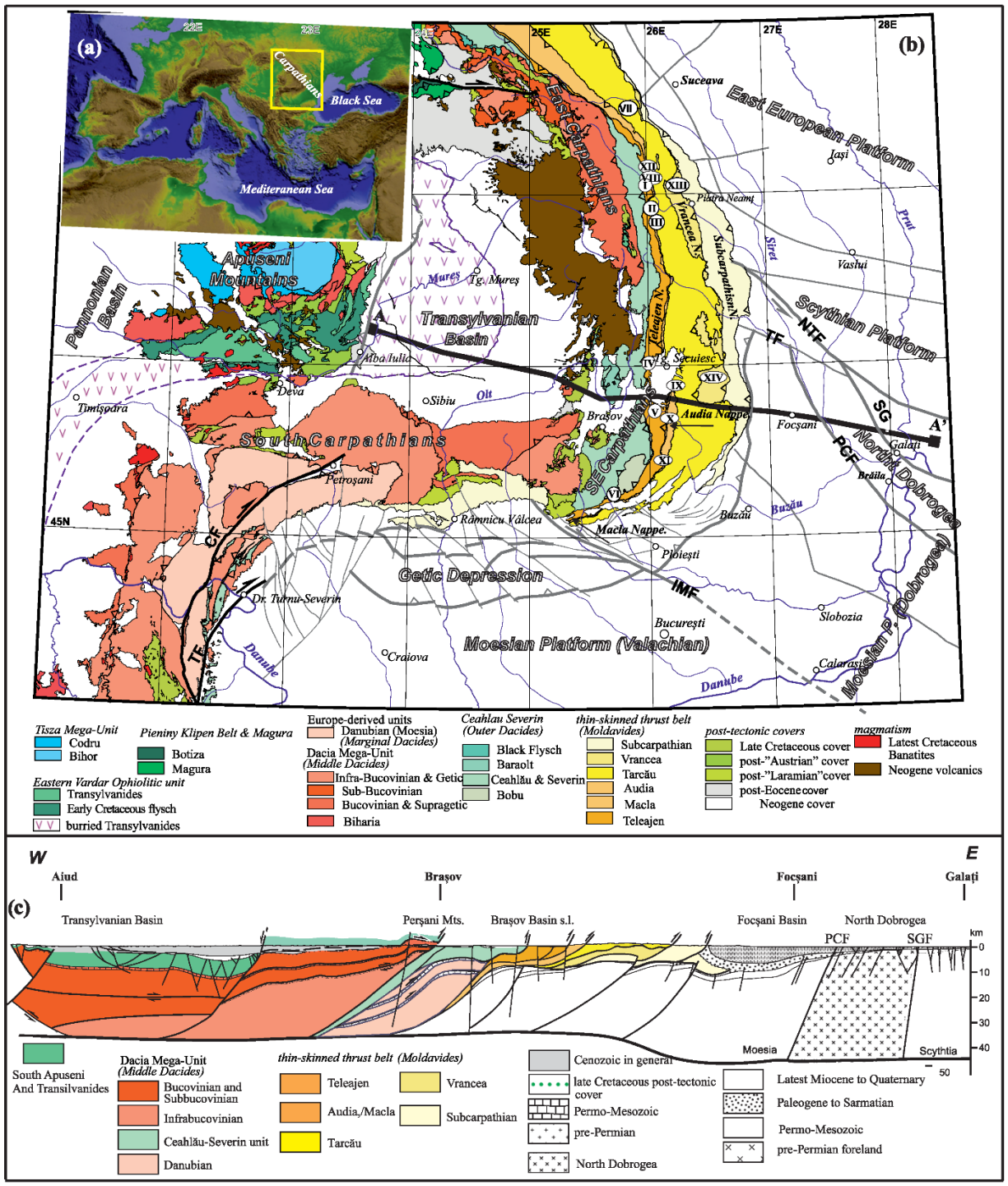



**Figure 1.** (a) Location of the Carpathians in the European system of mountain ranges. The inset is the location of Figure 1b; (b) Tectonic map of the Romanian Carpathians (after Mațenco, 2017 and references therein). I to XIV are the locations of the samples and outcrops described on this study; NTF - North Trotuș Fault, TF - Trotuș Fault, PCF - Peceneaga-Camena Fault, SG - Sfântu Gheorge Fault; IMF - Intra-Moesian Fault, CF - Cerna Fault, TF - Timok Fault. A–A′ is the location of the cross-section in Figure 1c. (c) NW to SE cross section across the Transylvanian Basin, Southeastern Carpathians and their European foreland (slightly modified from Schmid et al., 2008).

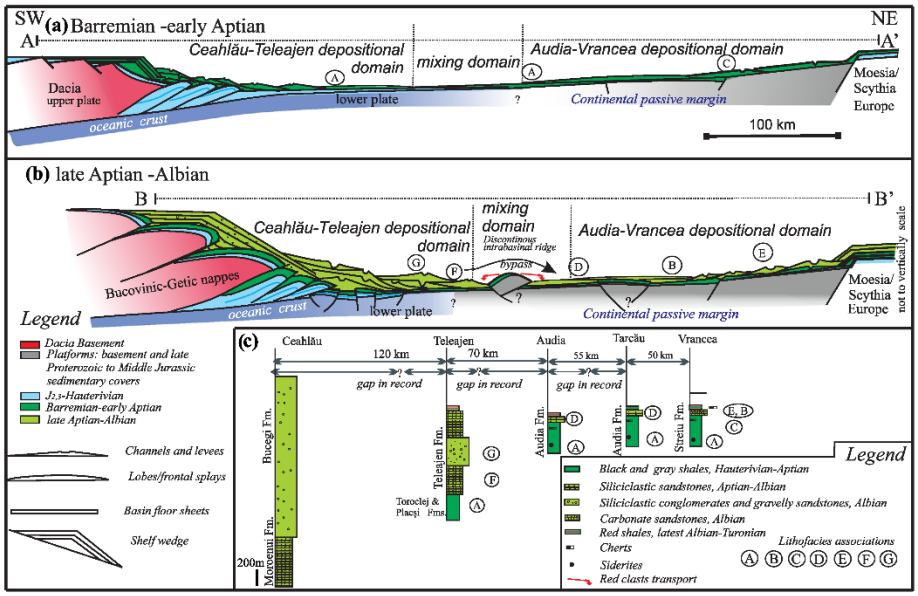



**Figure 11.** Cross-section sketch reconstructions of the Ceahlău-Severin Ocean and its continental passive margin showing depositional systems during Barremian-Aptian and Albian. (a) Reconstruction of the depositional systems for the Barremian-Aptian interval. The western area depicts Barremian to early Aptian sandy turbiditic systems having the Dacia mega-unit as their source area, overliying the deposits of the acretionary wedge formed by the sediments of the Ceahlău-Severin Ocean (Middle Jurassic to Hauterivian). The eastern area shows muddy turbiditic systems, levees, crevasse splay and distal turbidite lobes sourced from the European foreland; (b) Reconstruction for late Aptian-Albian time when the Dacia mega-unit further overthursts the deposits of the Ceahlău-Severin Ocean creating a major subsidence that leads to the formation of sandy and gravelly depositional systems (Bucegi, Ciucaş conglomerates and Teleajen Formation). The eastern part depicts sandy-mud rich fans with channels and levees and distal turbidite lobes that have a European source. See Figures 12a and 12c for the location of sections A–A′ and B–B′; (c) lithological logs of Lower Cretaceous deposits from the Moldavides (Vrancea, Tarcău, Audia, and Teleajen nappes) correlated with the Lower Cretaceous of the Middle and External Dacides. The distance between the logs are calibrated by balanced cross-section reconstructions in the Eastern Carpathians (Krézsek & Bally, 2006; Roure et al., 1993).

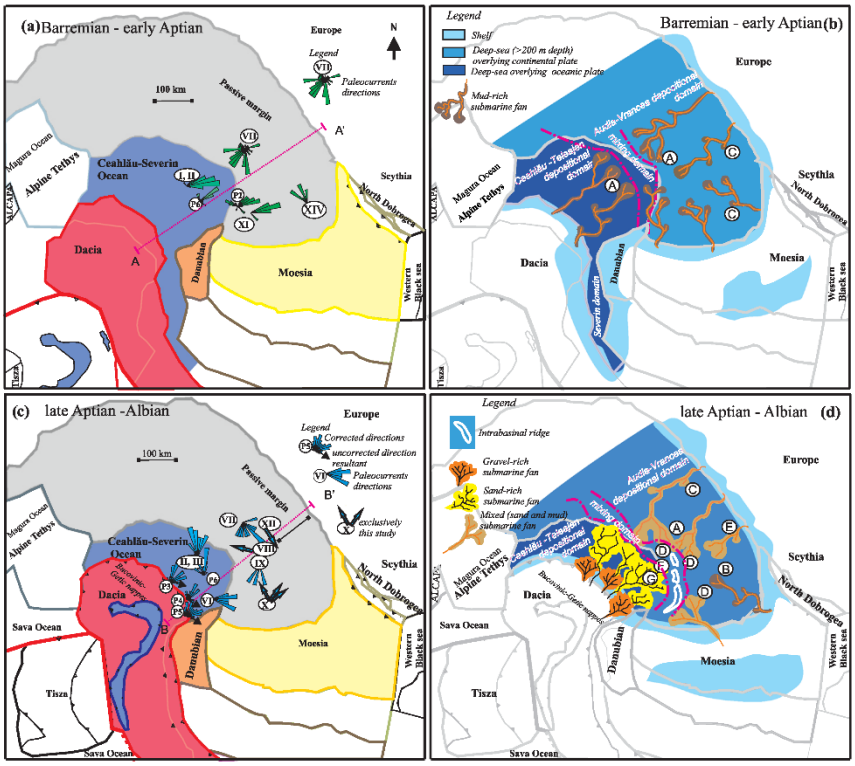



**Figure 12.** Sedimentary system reconstruction for the Barremian-Albian in the Romanian Carpathians area. The tectonic reconstruction of continental units, oceans, and passive margins is re-drawn from van Hinsbergen et al. (2020). (a) Ceahlău-Severin Ocean, European passive continental margin and surrounding units: Dacia mega-unit and European foreland. Paleocurrents directions during the Barremian-early Aptian time; (b) Paleogeographical reconstruction and location of the Barremian-lower Aptian muddy-rich fans; (c) The paleocurrent directions during late Aptian-Albian; (d) Gravel and sand-rich fans supplied by the Dacia mega-unit and the sand-muddy rich fans sourced from the European foreland. The paleocurrent directions for the Bucegi (P5), Ciucaș (P4), and Ceahlău (P3) conglomerates were corrected considering the post Albian clock-wise rotation of the Dacia block (~90°). The traces of sections A–A′ and B–B′ refer to the profiles in Figure 11. The key locations labelled with Roman letters are marked in Figures 1 and 7. A, B, C, and so forth refer to the litofacies associations shown in Figure 5. The paleogeographical reconstruction of the surrounding area is after Świdrowska et al. (2008) - East European and Scythian platforms and Costea et al. (1978) - Moesian platform.

## c). Aria vulcanitelor neogene

Aceasta arie s-a constituit pe parcursul Neozoicului, mai precis în Neogen, prin manifestări vulcanice care s-au desfășurat în trei cicluri:

- Badenian;
- Sarmațian Superior până în Pleistocenul Inferior;
- Pleistocenul Superior până în Cuaternar;

Cele trei cicluri au presupus manifestări vulcanice efuzive care au avut ca rezultat formarea celui mai lung lanț de munți vulcani din Europa, astăzi stins. Lanțul măsoară 400 de km și începe din afara granițelor țării, iar în tara este reprezentat prin ansamblul Oaș, Igniș, Gutâi, Văratec și se continuă în Călimani, Gurghiu, Harghita, cu unele prelungiri până în Persani.

Inițial, vulcanismul s-a manifestat prin erupții submerse, edificându-se stratovulcani, iar ulterior au avut loc și erupții în mediul sub-aerian care au edificat aparate vulcanice de tip con care astăzi se regăsesc în constituția reliefului vulcanic din această zona.

Cel mai adesea, erupțiile au avut un caracter exploziv, motiv pentru care în relief se păstrează și astăzi forme de tipul căldărilor (cratere imense de explozie urmate apoi de prăbușire).

Vulcanismul neogen din Munții menționați anterior a creat relieful vulcanic care se individualizează prin structuri vulcanice reprezentate prin intercalații de lave și aglomerate vulcanice.

Tipurile majore de roci sunt andezitele, dacitele și riolitele, la care se adaugă și unele varietăți de bazalte. La acestea se adaugă aglomeratele vulcanice formate prin cimentarea parțială a produselor piroclastice cu bombe, lapilii, cenuși.

### d). Aria vulcano-sedimentară

Această arie reprezintă o unitate de tranziție între cea a vulcanitelor neogene și cea a flișului Carpatic. această arie face legătura între aria vulcanica din NV Orientalilor și partea de V a Orientalilor. Cuprinde Munții Țibleșului și Munții Bârgăului, care se unesc prin Sudul Munților Rodnei. Tot din această arie face parte și porțiunea din Sudul Munților Apuseni, respectiv din Munții Metaliferi.

această arie se remarca prin prezenta rocilor sedimentare asemănătoare celor din fliș cu gresii, conglomerate, marne și argile, dar care s-au depus la V de axul cristalin, la marginea bazinului transilvan și la marginea Depr. Maramureșului. Aceste roci sedimentare formează așa- numitul fliș transcarpatic. Aceste formațiuni sedimentare au dedesubt, în interior, unele formațiuni vulcanice care s-au consolidat în interior formând așa numitele corpuri subvulcanice. Le găsim în Țibleș în două masive: Hudin și Țibleș. Aceste două corpuri subvulcanice se afla astăzi la zi, întrucât învelișul sedimentar a fost îndepărtat prin eroziune. O situație asemănătoare este întâlnită și în Munții Bârgăului, unde apar numeroase corpuri subvulcanice de tip con care formează un relief de măguri.

Aria vulcano-sedimentara mai este întâlnită și în Sudul Apusenilor mai ales în perimetrul Munților Metaliferi unde structură geologică este mai complexa și unde întâlnim atât corpuri subvulcanice cat și roci sedimentare sau metamorfice, dar și efuziuni de lave cu aparate vulcanice de tip con, dar și cu lave bazice care au dus la formarea bazaltelor cu un relief foarte spectaculos, relieful de orgi și coloane bazaltice.

### e). Aria depresiunilor intramontane

Înălțarea teritoriului Carpatic nu a fost unitară, existând porțiuni în care înălțările și cutările au fost dublate de scufundări care au generat unele mici bazine tectonice care au fost ulterior invadate de apele mărilor. Aceste bazine tectonice s-au sedimentat și apoi s-au transformat în uscat pe parcursul Neogenului și al Cuaternarului.

Depresiunile intramontane sunt ca origine grupate în trei categorii:

i). Depresiuni tectonice marcate la capete de importante linii tectonice (falii). Asemenea depresiuni sunt: Depresiunea Maramureșului, Depresiunea Locvei, Depresiunea Petroșani, Depresiunea Hațeg, depresiunile de tip golf din Apuseni (Vad-Borod, Beiuș, Zarandului).

ii). Depresiuni tectonice și de baraj vulcanic sunt marcate de linii de falii, dar au apărut și ca efect al apariției lanțului vulcanic. Cele mai tipice asemenea depresiuni sunt cele din Carpații Orientali, care formează un adevărat uluc depresionar. Fac parte Depresiunea Dornelor, Depresiunea Glodu, Depresiunea Drăgoioasa, Depresiunea Bilbor, Depresiunea Borsec, Depresiunea Giurgeului, Depresiunea Ciucului și Depresiunea Brașovului. De aceste depresiuni se leagă resursele de ape minerale carbogazoase.

iii). Depresiunile tectono-erozive au caracter tectonic, dar prezinta și caracter eroziv, adică s-au creat și sub acțiunea factorilor externi. Cele mai numeroase sunt cele din Carpații Orientali și se regăsesc în aria flișului. Ex: Depresiunea Comănești, Depresiunea Plăieși, Depresiunea Întorsura Buzăului, Depresiunea Comandau, Depresiunea Ghelința (între Munții Vrancei și cei ai Întorsurii), la care se adaugă alte mici depresiuni de tip butoniera care sunt dispuse pe formațiuni sedimentare mai moi (marne și argile) îndeosebi în zonele de confluența ale unor râuri. Cele mai tipice sunt cele de pe Valea Moldovei, precum Depresiunea de la Câmpulung-Moldovenesc, Vama, Frasin sau Humor.

## B. Unitatea pericarpatică

Unitatea pericarpatică corespunde ca relief Subcarpaților. această unitate s-a format pe parcursul ultimelor faze ale cutărilor din ciclul alpin(moldavă, atică, rodanică și valahă).

Aceasta unitate se remarcă prin existența structurilor cutate care au afectat roci sedimentare asemănătoare celor din fliș, respectiv: conglomerate, gresii, marne, șisturi argiloase și argile. Aceste roci sunt mai noi față de cele din fliș, de vârstă miocenă.

Structură este cutată și presupune existența unor sinclinale și anticlinale mult mai largi, numite sinclinorii și anticlinorii. În Subcarpații Moldovei se remarca adaptarea reliefului la structură geologică în sensul în care pe sinclinorii se grefează depresiuni subcarpatice, iar pe anticlinorii se dispun culmile deluroase subcarpatice. Principalele depresiuni sunt: Ozana-Topolița(Neamțului), Cracău-Bistrița, Tazlău-Cașin. Aceste depresiuni situate la contactul cu muntele sunt închise la exterior de culmi și dealuri subcarpatice: Ozana-Topolița este închisă de culmea Pleșului, Cracău-Bistrița este închisă de dealurile Stânca Șerbești. Tazlău-Cașin este închisă de culmea Pietricica Bacăului.

Aria subcarpatică se remarcă și prin prezenta formațiunii salifere în punctele cu sâmburi de sare remarcându-se structură în cute diapire: Bălțătești, Tazlău, Târgu Ocna, formațiuni de ape minerale cloro-sodice.

În Subcarpații de Curbură structura geologică se complică, motiv pentru care apar două sau chiar trei șiruri de depresiuni care sunt închise la exterior de 2 sau 3 șiruri de borduri deluroase.

În ariile de apariție a pintenilor de fliș (Drajna-Chiojdu și Vălenii de Munte), la marginea ariei montane se dezvoltă mici depresiuni de contact. În general se dispun doua șiruri de depresiuni, depresiuni interne limitate la exterior de dealuri înalte, urmate apoi de depresiuni intracolinare(externe) limitate de al doilea sir de dealuri, numite dealuri externe. De ex: pe Șușița s-a format ca depresiune internă Depr. Soveja, iar pe Putna Depr. Vrancei. Acestea sunt închise de dealurile înalte Oușorul, Răchitaș și Răut.

Ca depresiuni intracolinare menționăm pe Șușița depresiunea Câmpuri, iar pe Putna Depresiunea Vidra, închise la exterior de al doilea sir de dealuri-platforma Zăbrăuți și Măgura Odobești.

Subcarpații Getici sunt cei mai noi. Sunt oarecum asemănători cu Subcarpații de Curbură, cu două șiruri de depresiuni și două șiruri de dealuri. În această regiune se individualizează două sectoare: un sector la E de Olt, unde Rețeaua hidrografică foarte densă a fragmentat foarte mult bordurile deluroase, rezultând un relief derivat numit relief de muscele (M. Argeșului, M. Câmpulungului). La V de Olt, până la Motru, situația este mai simplă, cu individualizarea unor depresiuni interne, lipite de munte, dar și depresiuni intracolinare, unele foarte mari(Tg. Jiu- Câmpu Mare) este închisă la exterior de Dealul Bran.

## C. Depresiunea Transilvaniei

Reprezintă un imens bazin intramontan situat între Orientali, Meridionali și Apuseni. A apărut ca bazin de scufundare la finele Cretacicului ca efect al fazei orogenetice laramice. În urma scufundării, bazinul transilvan a fost invadat de apele marine care s-au păstrat în cea mai mare parte a Paleogenului și în prima parte a Neogenului (Lacul Transilvan). În acest lac transilvan s-au depus sedimente de vârstă neozoică, iar prin mișcări neotectonice pozitive, spre finele Neogenului, respectiv în Miocen se realizează exondarea teritoriului și formarea ca uscat a acestei regiuni.

Depresiunea Colinară a Transilvaniei se remarca printr-un fundament de tip Carpatic vechi, intens fragmentat tectonic peste care se succede o cuvertură sedimentara cu apariția la zi a unor nivele de gresii, conglomerate, marne, argile și nisipuri, dar și cu intercalații de tufuri vulcanice. Structura geologică presupune existența mai multor situații:

1) Structură în domuri - în partea centrala, respectiv în Sud și în Pod. Târnavelor. Relieful se adaptează la această structură, dar uneori apar și inversiuni de relief când unele cursuri de apă taie perpendicular domul. Se formează diferite depresiuni de tip butonieră, flancate de cueste față în față (în oglindă).

2) Structură în cute diapire – se regăsește pe flancurile bazinului transilvan sub forma a două fâșii semicirculare, cea mai tipica este fâșia vestică care începe la Dej, Ocna-Turda, Ocna-Mureș, Ocna Sibiului, iar în Est Praid-Sovata.

Prin topirea sâmburilor de sare apar inversiuni de relief, respectiv depresiuni de mai mare avengură (Depr. Praid), sau mai mici (Ocna Sibiului).

3) Structură monoclinala reprezintă o structură ușor înclinată a straturilor sedimentare cu cea mai tipică expresie în Pod. Someșan, unde apar 2 situații:

a) straturile cu înclinare dispusă spre interiorul bazinului, formându-se un relief de cueste în evantai, ca în Dealurile Clujului și Dejului unde fruntea cuestei privește spre Valea Almașului, iar reversul spre Someșul Mic;

b) în partea de N a Pod. Someșan, în dealurile Năsăudului, Suplaiului și Ciceului, unde Rețeaua hidrografica fragmentează foarte mult structurile monoclinale generând un relief de muscele (M. Năsăudului).

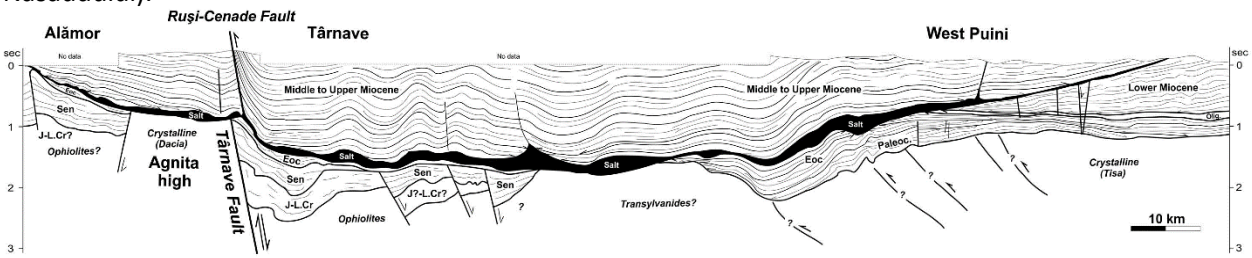



*Figura 52. Secțiune prin zona centrală a Depresiunii Transilvaniei (Kreszek și Bally, 2006)*

Ionescu, C., Hoeck, V., Tomek, C., Koller, F., Balintoni, I., & Beşuţiu, L. (2009). New insights into the basement of the Transylvanian Depression (Romania). Lithos, 108(1-4), 172–191. doi:10.1016/j.lithos.2008.06.004

## D. Dealurile de Vest și Câmpia Tisei

Aceasta unitate a rezultat ca efect al cutărilor din faza orogenetica laramică. Astfel, la Vest de Carpații Occidentali, prin scufundare a rezultat un vast bazin de sedimentare care progresiv a fost umplut cu sedimente de vârstă neozoică. Scufundarea a început în compartimentul nordic: Dealurile Silvaniei și Câmpia Someșului, fapt atestat de prezența unor roci sedimentare de vârstă paleogenă, în timp ce în partea centrală depozitele sunt mai noi, scufundarea realizându-se în Miocenul inferior pentru ca în partea extrem sudică această scufundare să se realizeze în Badenian.

În bordura deluroasă la zi domină depozitele de vârsta mio-pliocenă, în timp ce în Câmpia Tisei la zi aflorează depozite cuaternare. Această unitate este formată în cea mai mare parte din roci sedimentare, iar pentru unitatea de câmpie formațiunile cuaternare sunt de regulă neconsolidate (argile, nisipuri, luturi, loessuri). Local, în Dealurile de Vest apar și roci metamorfice ca în Culmea Codrului, Măgura Șimleului, Dealurile Năsăudului, Dealurile Poganișului și Buziașului. Eventual, local, pot sa apară și intruziuni vulcanice.

Structură geologică este de tip tabulara în unitatea de câmpie, în timp ce în bordura deluroasă sunt frecvente structuri monoclinale, dar foarte frecvent aceste roci sedimentare sunt acoperite și de formațiuni piemontane (pietrișuri și nisipuri), cum este cazul Dealurile Lipovei.

### 3.2.2. Zona de platformă

Zona de platformă deține aproximativ 35% din teritoriul României fiind dispusă la exteriorul arcului Carpatic în E, S și SE țării noastre.

Zona de platformă se caracterizează prin doua entități, respectiv printr-un soclu (fundament) și o cuvertura sedimentară. Fundamentul tuturor ariilor de orogen reprezintă vechi arii de orogen ajunse în stadiul de peneplenă. Din punct de vedere litologic soclul este constituit doar din roci metamorfice cu intruziuni magmatice de tip granitic. Cuvertura sedimentară s-a format prin depunerea de sedimente în mediul marin în mai multe cicluri de sedimentare.

Principalele unități de platformă sunt:

1). Platforma Moldovenească
2). Platforma Valahă
3). Platforma Dobrogei de Sud
4). Platforma Dobrogei Centrale
5). Masivul Nord-Dobrogean
6). Delta Dunării

#### 1). Platforma Moldovenească

Platforma Moldovenească este situata în Estul României, la E de Carpații Orientali și de Subcarpații Moldovei. Pe această unitate morfo-structurala se suprapune ca unitate de relief Podișul Moldovei, care are un fundament diferit. Astfel, pentru jumătatea de N fundamentul este dat de așa numită platformă Moldovenească care constituie extremitatea estica a platformei Est-Europene. Acest fundament se inclină ușor de la E spre V intrând sub microplaca Carpatică. La Sud de linia Bacău-Plopana-Fălciu acest fundament nu a mai fost interceptat în foraje fiind scufundat și situat la o adâncime mult mai mare. Probabil este vorba de un fundament scitic, iar aria în cauza este denumită și Depresiunea Bârladului.

Partea terminal sudică prezintă un fundament asemănător cu orogenul Nord-Dobrogean fiind vorba despre așa-zisa Depresiune Predobrogeană.

Cuvertura sedimentară s-a depus pe parcursul a trei cicluri, cel mai important fiind ultimul, de vârstă mio-pliocenă. Formarea ca uscat s-a realizat progresiv prin retragerea de la N-NV spre S-SE a apelor Mării Sarmatice. Prin retragere la zi au rămas roci din ce în e mai noi cu cat ne îndreptăm spre Sud. Așadar, la zi apar în N și Centru roci de vârstă sarmațiană pentru ca mai apoi din Centru spre Sud la zi sa apară roci caracteristice Pliocenului, cele mai noi formațiuni fiind de vârstă cuaternară, în S extrem al Podișului Moldovei (pietrișuri și loess).

Dintre rocile la zi menționăm marne și argile în intercalație cu nivele de nisipuri. În jumătatea de N se întâlnesc frecvent și nivele de gresii și de calcare sarmatice. În jumătatea de Sud, respectiv în Sudul extrem al Colinelor Tutovei și în Nordul Câmpiei Covurluiului apar și formațiuni piemontane de pietrișuri și nisipuri. Cele mai noi roci sunt loessurile și depozitele de loess din Câmpia Înaltă a Covurluiului.

Structura geologică: în Podișul Moldovei domină accentuat o structură monoclinală cu straturile ușor înclinate în sensul retragerii apelor Mării Sarmatice. Această înclinare este de 4 până la 8 m la mia de metri, rar ajungându-se până la 12 la mie. În funcție de tipul de rețea hidrografică, relieful caracteristic structurilor monoclinale este cel de cuestă.

#### 2). Platforma Valahă

Platforma Valahă este situata în Sudul României, fiind caracteristică pentru Câmpia Romana și pentru jumătatea de Sud a Podișului Getic. Pentru această unitate fundamentul este partea terminal nordică a Platformei Moesice. Fundamentul prezintă o înclinare ușoară de la S spre N intrând sub Carpații

Meridionali. În Sud, pe Dunăre, fundamentul este situat la câteva sute de m, iar pe actualul spațiu al Podișului Getic se găsește la circa 8000-9000 m.

Cuvertura sedimentară s-a depus în mai multe cicluri însă pentru relieful actual prezintă importanță doar depozitele de vârstă cuaternară care s-au depus în fostul Lac Getic. În această unitate de platformă sunt specifice la zi roci sedimentare neconsolidate, în special de tipul argilelor la care se adaugă pietrișuri și nisipuri (nisipuri de Frățești, Mostiștea). Cel mai bine reprezentate sunt loessurile care în partea de E a Câmpiei Române ating grosimi de 30-40m (Bărăgan). Argilele sunt depuse în mediul lacustru, iar loessurile în mediul subaerian.

Structură geologică este de tip tabular cu straturi sedimentare orizontale însă în cazul loessurilor este vorba despre o structură specifica depozitelor de origine eoliană, în timp ce în cazul nisipurilor de la V de Olt sau a celor de pe dreapta râurilor Buzău, Călmățui și Ialomița, se dezvoltă structuri încrucișate fiind vorba de un relief pe nisipuri, de dune.

### 3). Platforma Dobrogei de Sud

Platforma Dobrogei de Sud este constituită dintr-un fundament foarte vechi unde a apărut probabil cel mai vechi uscat ale cărui depozite se află pe teritoriul României. Acest fundament, constituit pe parcursul orogenezelor precambriene, a fost acoperit în mai multe rânduri de apele marilor realizându-se o cuvertura sedimentară cu roci diferite. Astăzi, la zi, apar formațiuni mezozoice (calcare și cretă) pe Valea Carasul sau în unele văi tributare Dunării, la care se adaugă calcare de vârstă sarmațiană. Cea mai mare parte a teritoriului este constituită din depozite cuaternare v.

Structură geologică este cu straturi orizontale, respectiv o structură tabulară, motiv pentru care se dezvoltă vaste platouri separate de văi adânci cu aspect de micro-canion.

### 4). Platforma Dobrogei centrale

Această platformă este clar delimitată de o serie de linii tectonice de tip falie, precum sunt faliile Peceneaga, Camena și Capidava-Ovidiu. Fundamentul acestei unități de platformă este foarte vechi fiind realizat în urma orogenezei baicaliene, dar ulterior aici s-a manifestat și orogeneza caledonică. Din vechile cordiliere caledonice nu se mai pastrează nimic în relieful actual, însă la zi apar din loc în loc roci metamorfice realizate în orogeneza baicaliana (șisturile verzi).

Cuvertura sedimentară s-a depus în mai multe cicluri însă la zi apar și formațiuni mai vechi, respectiv de varstă jurasică și cretacică. Este vorba în special de prezenta calcarelor de vârstă jurasică din Pod. Istriei. Cele mai noi depozite sunt și aici loessurile. Așadar, sub aspect structural situația este mai complexă întrucât apar și structuri cutate ca în cazul șisturilor verzi, dar și structuri tabulare pentru depozitele sedimentare noi.

### 5). Masivul Nord Dobrogean

Masivul Nord Dobrogean reprezintă o unitate de tranziție de la orogen la platformă, întreaga regiune aflându-se în stadiul de cratogen. În Dobrogea de N se individualizează mai multe aspecte morfo-structurale și tectonice:

Munții Măcinului – reprezintă un rest din vechii munți hercinici. Aici structurile geologice sunt cutate cu doua culmi anticlinale ce corespund în relief Culmilor Pricopanului și Niculițelului. Acest ansamblu este constituit din șisturi cristaline și din intruziuni de granite.

Dealurile Tulcei – constituie tot o veche arie de orogen care a fost afectată inclusiv de mișcările chimerice vechi. Acest ansamblu care se continua până la marginea Deltei, este format dintr-un complex de roci, la zi apărând atât șisturi cristaline, dar și formațiuni sedimentare vechi, paleozoice, cat și mezozoice, în special calcare și dolomite.

La periferia regiunii se întâlnesc și loessuri, cât și alte formațiuni sedimentare rezultate în urma evoluției reliefului prin mecanisme peneplene. În consecință, relieful este dominat de prezenta unor înălțimi deluroase care îmbracă forma unor inselberg-uri.

Podișul Babadagului – reprezintă subunitatea cea mai apropiată de noțiunea de platformă. Este formată din roci sedimentare de vârstă mezozoică, calcarele având un rol dominant. Regiunea a fost afectata inclusiv de mișcările chimerice noi rezultând un vast sinclinoriu cu flancurile puternic deversate, ceea ce în relief determină formare unor abrupturi. Între Dl. Tulcei și Pod. Babadagului se interpune depresiunea Nalbant formata din depozite mai noi, loessurile având o răspândire deosebită.

Balintoni, I., & Balica, C. (2016). Peri-Amazonian provenance of the Euxinic Craton components in Dobrogea and of the North Dobrogean Orogen components (Romania): A detrital zircon study. Precambrian Research, 278, 34–51. doi:10.1016/j.precamres.2016.03.008

## 6). Delta Dunării

Delta Dunării este cel mai nou teritoriu al țării noastre, format într-o arie de scufundare de la N de falia Sf. Gheorghe-Oancea. Aici Orogenul Nord Dobrogean a suferit o scufundare puternică formându-se Depresiunea Predobrogeană.

Teritoriul acesta a fost ocupat în nenumărate rânduri de ape marine, dar pentru formarea Deltei interesează în primul rând etapa Cuaternară. Pe finele Cuaternarului aici funcționa un imens Golf al Mării Negre, care progresiv a fost intens sedimentat cu aluviuni aduse de Dunăre. Astfel, în momentul actual, Delta este în plin proces de evoluție fiind constituită din formațiuni fluvio-maritime, rocile dominante fiind argilele, mâlurile și nisipurile.

Relieful pozitiv este format din grinduri fluviale și fluvio-maritime, ultimele din ce în ce mai noi o dată cu apropierea de linia de țărm. Se păstrează însă și mărturii ale uscaturilor mai vechi - formațiunile din grindul Chiliei.