

UNIVERSITATEA ECOLOGICĂ BUCUREȘTI
Facultatea de Ecologie și Protecția Mediului

- SUPORT DE CURS -

GEOMORFOLOGIE

GEOMORFOLOGIE

CURS 1

DEFINIȚIE ȘI OBIECT DE STUDIU

Geomorfologia este știința geografică care studiază relieful terestru.

Relieful reprezintă ansamblul formelor pozitive și negative ale scoarței terestre care se însumează în alcătuirea uscatului și a fundului bazinelor oceanice și marine.

Geomorfologia studiază forme de relief din punct de vedere al aspectului, originii și evoluției lor, al modului de asociere și răspândire spațială. Studiază, de asemenea, modul în care componentele naturale ale mediului (atmosfera, hidrosfera, biosfera, inclusiv antroposfera) interacționează cu relieful.

Denumirea acestei științe, „Geomorfologie”, provine din asocierea a trei cuvinte grecești (geo, gi - pământ, morphe - foră, logos - știință) și a fost introdusă de către germanul K. Fr. Neumann în anul 1854.

Geomorfologia este o știință revendicată atât de geografi, cât și de geologi, acest fapt rezultând din natura și poziția diferită a cauzelor care determină relieful (unele în interiorul scoarței terestre, altele în exterior).

În cazul Geomorfologiei, ca urmare a acumulării unui fond important de informații, s-au dezvoltat ca domenii distincte:

➤ **Geomorfologia generală** - are ca obiect de studiu analiza globală a tipurilor de relief, studierea complexă a tipurilor de relief, a conceptelor, legilor, principiilor etc. (studiază tipurile de relief concretizându-se prin exemple locale specifice).

➤ **Geomorfologia regională** - studiază relieful și procesele geomorfologice dintr-o regiune concretă a suprafeței terestre (la scară globală - Geomorfologia bazinelor oceanice și Geomorfologia continentelor și la scară regională - Geomorfologia regiunilor deșertice, glaciare, periglaciare, subtropicale etc).

➤ **Geomorfologia tectono-structurală** - studiază reliefurile individualizate pe diferite tipuri de structuri geologice, ale căror caracteristici sunt determinate în primul rând de factori interni, îndeosebi mișcările tectonice (Geomorfologia regională de platformă, Geomorfologia regională de orogen - analiza macroformelor, la scară regională se urmăresc raporturile dintre structura și alcătuirea geologică și acțiunea agenților externi - analiza reliefului creat pe diferite structuri).

➤ **Geomorfologia eroziv-acumulativă (sculpturală)** - studiază geneza, evoluția și caracteristicile formelor de relief create dominant de agenții externi. În cadrul ei separându-se:

- Geomorfologia fluviatilă;
- Geomorfologia glaciară;
- Geomorfologia periglaciară;
- Geomorfologia dinamică;
- Geomorfologia regiunilor marine și oceanice (studiază relieful dezvoltat la

nivelul diferitelor trepte ale acestuia).

➤ **Geomorfologia petrografică** - studiază relieful creat de agenții externi pe diferite tipuri de roci.

➤ **Geomorfologia environmentală** - implică rezultatele relațiilor dintre acțiunile antropice și procesele morfologice impuse de diverși agenți naturali. Studiază relieful, agenții și procesele reliefozene în special cu diferite grade de antropizare.

DIRECȚII PRINCIPALE ÎN STUDIAREA RELIEFULUI

Analiza morfografică - reprezintă partea descriptivă a geomorfologiei, care se ocupă de aspectul formelor de relief și de clasificarea acestora după fizionomia (înfățișarea) lor exterioară (în acest sens se întocmesc hărți morfologice, profile etc.).

Analiza morfometrică - caracterizarea reliefului se face în funcție de parametri săi cantitativi (altitudine, adâncime, pantă, energia reliefului, densitatea și fragmentarea reliefului, ierarhizarea sistemelor de văi și interfluvii - pentru fiecare se realizează hărți și diagrame).

Analiza morfogenetică sau morfosculturală - explică formarea reliefului în funcție de agenții și procesele care au conlucrat în timp și spațiu la formarea lui.

Analiza morfocronologică - pe baza acestei analize se stabilesc etapele evolutive prin care a trecut relieful unei regiuni în concordanță cu vârstele stabilite de geologi.

Analiza morfolitologică - stabilește raportul dintre caracteristicile fizice și chimice ale rocilor, modul de acțiune al agenților externi și formele de relief rezultate specifice.

Analiza regională (regionarea) - presupune gruparea în cadrul unui teritoriu a formelor de relief cu un anumit specific genetic, structural, evolutiv, cronologic.

RELIEFUL GLOBULUI TERESTRU – IERARHIZAREA FORMELOR DE RELIEF

Reliefosfera - reprezintă un înveliș continuu, bază a mediului geografic global și care însumează ansamblul formelor de relief ale Terrei în strânsa lor unitate genetică, evolutivă, funcțională, de poziție spațială și temporală (geomorfosfera = morfosfera). Evoluția Pământului de-a lungul timpului a determinat individualizarea în cadrul reliefosferei a unor complexe de forme de relief cu dimensiuni, geneză și evoluție distincte.

I. Forme de relief de ordinul I (Forme planetare)

Formele de relief de prim ordin sunt reprezentate de cele două mari entități ale suprafeței terestre: CONTINENTELE ȘI BAZINELE OCEANICE.

Bazinele oceanice ocupă două treimi din suprafața terestră, aproximativ 71%, iar continentele (inclusiv insulele) ocupă numai 29% din suprafață.

CONTINENTELE - din punct de vedere geografic reprezintă mari forme de relief pozitiv, înconjurate total sau predominant de apele mărilor și oceanelor.

BAZINELE OCEANICE- constituie cele mai întinse forme de relief negative, care

sunt umplute cu apă.

Aceste diviziuni principale ale suprafeței terestre diferă structural și topografic.

Analiza structurală pe verticală a celor două entități a arătat faptul că crusta terestră (învelișul litosferic de deasupra discontinuității Moho) are grosimi, structură geografică și compoziție petrografică diferite în zona continentală față de zona bazinelor oceanice. Sunt separate trei tipuri de cruste terestre:

- **Crusta continentală a regiunilor de platformă** este considerată crusta continentală tipică; are o grosime de 30-45 km (medie 40 km). Partea superioară a acesteia are o compoziție predominant granitică (se remarcă la suprafață în scuturile platformei continentale), în platforme rocile granitice sunt acoperite cu o cuvertură sedimentară. Crusta inferioară are o compoziție mai puțin clară, mult timp s-a crezut că roca dominantă este bazică, motiv pentru care s-a numit „înveliș bazaltic”. Din mai multe considerente este mai plauzibil să se admită că rocile crustei inferioare au un chimism neutru (și nu total bazic).

- **Crusta oceanică** se găsește sub bazinele oceanice și este alcătuită în principal din trei straturi. Grosimea crustei este în medie de 5-7 km, rareori depășește 10 km. Stratul superior al acesteia este format din sedimente neconsolidate (2 km maxim), stratul intermediar este format predominant din roci bazaltice și stratul inferior, care stă direct pe manta, format din gabrouri și roci metamorfice, derivate din roci magmatice bazice (crusta oceanică are o compoziție bazică asemănătoare bazaltului).

- **Crusta regiunilor orogenice de pe continente** este relativ groasă (sub Alpi ajunge până la 55 km, sub Appalachii la 65 km) partea superioară este predominant granitică (cuvertură sedimentară), iar în partea inferioară este formată dintr-un amestec petrografic de la roci granitice (roci acide) până la roci ultrabazice (peridotite).

În concluzie, crusta continentală, deși este mai groasă, poate fi considerată mai ușoară, fiind alcătuită din topitură de silicați (SiAl), în timp ce crusta oceanică, deși este mai subțire, este alcătuită dintr-o topitură tot de silicați (SiMa), dar cu metale mai grele (conțin Fe, Mg). Crusta oceanică cuprinde 59% din totalul suprafeței globului, dar apa ocupă 71% din aceasta, rezultă că 12% din suprafața ocupată de apă aparține tipului structural continental și celui intermediar. În suprafață, continentele sunt formate din regiuni rigide (scuturi, blocuri, platforme), care formează nucleele acestora și care reprezintă formațiunile cele mai vechi (precambriene), iar spre exterior se întâlnesc formațiuni mai mari (paleozoice, mezozoice, neozoice, care s-au atașat primelor), unele parțial rigidizate, altele reprezentând unități de orogen.

II. Formele de relief de ordinul II (Forme tectono-structurale)

Formele de relief de ordinul II (relieful major) sunt acelea din care iau naștere prin evoluția internă a scoarței terestre (prin mișcări tectonice) și evoluează în câteva zeci de milioane de ani (ex. Lanțul muntos Alpino-Carpatic care a început să se înalțe acum 30 milioane de ani).

Relieful major se subdivide în relieful major al continentelor și cel al bazinelor oceanice.

a) Ansamblul marilor grupări de relief care alcătuiesc suprafața uscatului este reprezentat de MUNȚI, PODIȘURI, DEALURI și CÂMPII.

MUNȚII - sunt formele de relief care în general depășesc 1000 m altitudine reprezentând 30% din suprafața uscatului. Se pot împărți în:

LANȚURI MUNTOASE (CATENE OROGENE) - lanțurile de munți, actuali sau din trecutul geologic, care au în dezvoltare în fascicule ce mulează cratoanele sau platformele, la care s-au adăugat cu timpul alte.

Aceste catene se suprapun peste porțiuni de orogen astfel se disting: catene assintice, caledonice, hercinice, alpine. Au lungimi de mii de km (Cordilierii - 8000 km, Anzii - 7000 km, Himalaya - 2400 km, Carpații -1300 km, Alpii - 1200 km). **MASIVELE MUNTOASE** sunt resturi ale catenelor vechi paleozoice (hercinice și caledoniene), care au fost nivelate de eroziune, iar ulterior fragmentate tectonic și ridicate în timpul înălțărilor alpine. Au înălțimi între 800-1000 m, versanți abrupti, văi înguste și adânci, interfluvii relativ netede, se prezintă ca masive izolate sau fâșii montane alungite.

PODIȘURILE (PLATOURILE) - reprezintă un tip de relief, care au suprafața ușor vâlurită sau aproape plană; domină regiunile mai joase și, la rândul lor, sunt depășite altimetric de unitățile montane;

- pot avea poziții altimetrice variate, se pot găsi în spațiul câmpiilor, dealurilor și chiar a munților. Acest fapt le impune anumite caracteristici fizice similare treptelor de relief în care se desfășoară. Podișurile au din punct de vedere geologic structură tabulară sau monoclinală.

DEALURILE - constituie un tip de relief destul de fragmentat în suprafață, alcătuind un ansamblu de culmi rotunjite suportate de văi cu o energie de relief de 150-300m; ca treaptă hipsometrică se desfășoară între 300 și 1000 m; din punct de vedere geologic sunt alcătuite din roci sedimentare și structură variată (cutată, monoclinală etc).

CÂMPIILE - sunt forme de relief major, caracterizate prin suprafețe netede sau ușor ondulate, au altitudini cuprinse între 0-300 m, fragmentare redusă și energie de relief sub 100 m. Din punct de vedere genetic se disting:

CÂMPII DE ACUMULARE - a depozitelor fluviale, de glaciș, lacustre, fluvio-lacustre, tabulare, de subsidență, de nivel de bază, deltaice, fluvio-glaciare etc.

CÂMPII DE EROZIUNE - peneplene, de terase, colinare, de abraziune sau litorale.

b) În cadrul bazinelor oceanice se disting următoarele forme de relief: platforma continentală (șelful), abruptul continental - panta (taluzul, povârnișul continental), câmpiile și platourile oceanice, dorsalele medio-oceanice (lanțuri de munți de natură vulcanică de patru ori mai mari - ca suprafață și volum, decât toți munții de uscat, reprezintă 23, 2% din totalul globului); rifturile (văile de rift), fosele oceanice (gropile abisale).

III. Forme de relief de ordinul III, IV

Reprezintă relieful mediu și minor - se grefează pe cele anterioare.

Relieful minor și mediu prezintă o mare diversitate de forme, create în general de agenții și procesele geomorfologice, care acționează asupra reliefului impus de factorii interni. Aceste categorii de forme reprezintă obiectul de studiu al Geomorfologiei sculpturale (erozivo-acumulativă).

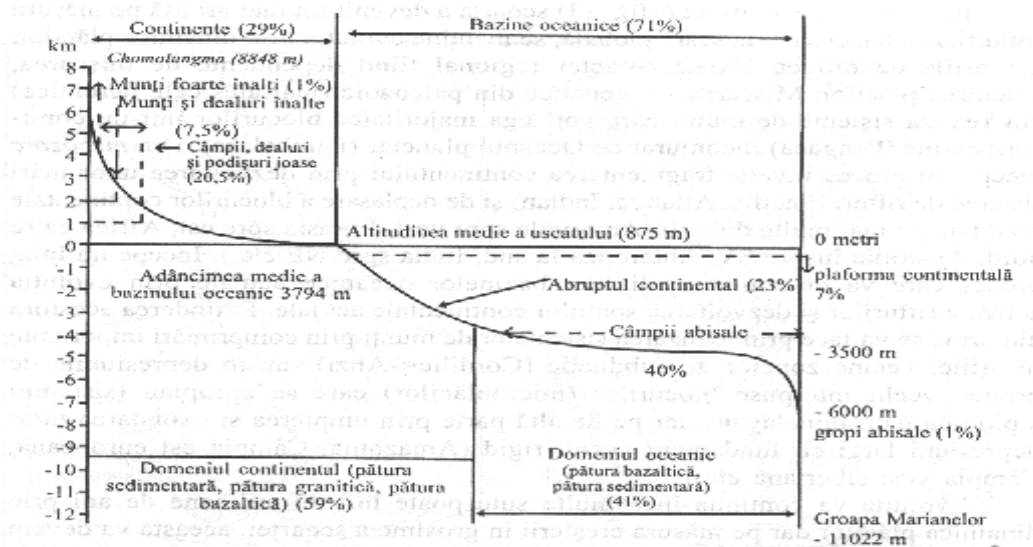
În cadrul geomorfologiei sculpturale s-au dezvoltat domenii științifice distincte, și funcție de agentul care a avut acțiunea dominantă în crearea formelor de relief specifice.

Aceste domenii sunt: Geomorfologia fluvială, Geomorfologia glaciară, Geomorfologia marină și litorală etc.

TREPTELE MORFOLOGICE CARACTERISTICE CONTINENTELOR ȘI OCEANELOR

CURBA HPSOGRAFICĂ (HIPSOMETRICĂ A PĂMÂNTULUI)

Diferențele morfologice și morfometrice dintre cele două mari domenii ale Pământului, apar în mod evident dacă analizăm curba hipsografică (hipsometrică) a acestuia. Această curbă este un profil ideal generalizat, care unește părțile cele mai înalte cu cele mai joase ale suprafeței terestre. Această reprezentare grafică este construită într-un sistem de două coordonate: pe abscisă (Ox) este redată suprafața Pământului în procente, iar pe ordonată (Oy) sunt notate altitudinea, respectiv adâncimea reliefului în metri.

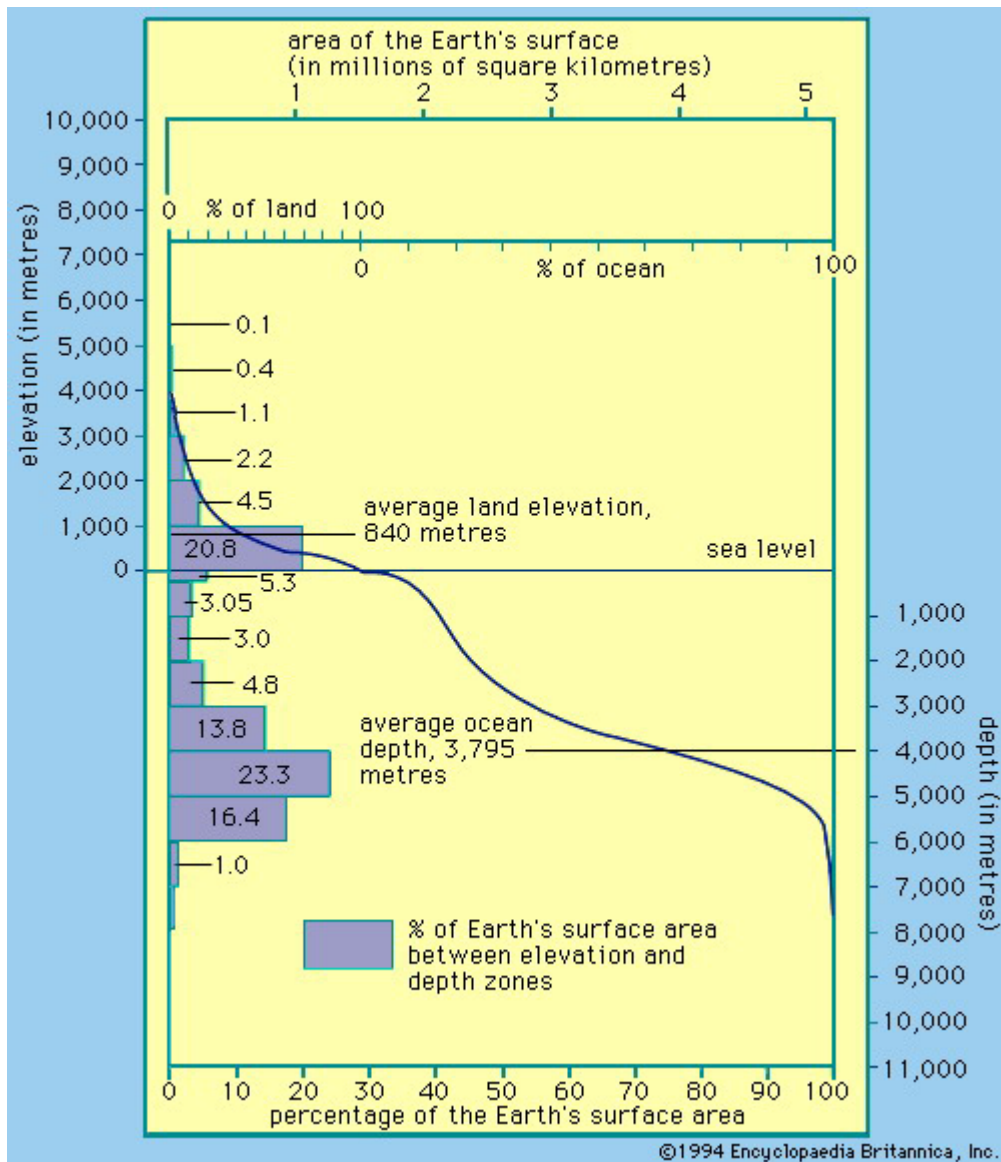


Curba hipsometrică a Pământului

Continentul	Suprafața		Înălțimea medie (m)	Înălțimea maximă (m)
	mil. kmp	%		
Asia	44,4	30	960	8848 Chomolungma (Everest)
Africa	29,8	20,1	750	6010 Kilimandjaro
America de Nord	24,4	16,5	720	6187 Mc. Kinley
America de Sud	17,8	21,1	590	6960 Acóncagua
Antarctica	12,5	8,5	2200	5140 Vinson Massif
Europa	10	6,8	340	4807 Mont Blanc
Australia și Oceania	8,9	6	340	5029 Punck Jaya (Noua Guinee)

Principalele date morfometrice ale continentelor

Curba hipsometrica a Pamantului (M. Ielenicz, 2004)



Curba hipsografica

CURS 2

AGENȚI ȘI PROCESE CARE PARTICIPĂ LA FORMAREA RELIEFULUI

Relieful reprezintă rezultatul în timp și spațiu a două categorii de factori (agenți) care interacționează:

- AGENȚI (FACTORI) INTERNI SAU ENDOGENI,
- AGENȚI (FACTORI) EXTERNI SAU EXOGENI.

Scoarța terestră este supusă unor forțe antogenice; pe de o parte forțele care tind să o deniveleze, iar pe alta forțele care tind să o niveleze. Factorii interni și cei externi interacționează în procesul morfogenetic al reliefului; acțiunea lor se întrepătrunde în sensuri opuse: ceea ce factorii endogeni ridică, este redus prin eroziune de către cei externi, iar ceea ce factorii endogeni coboară, factorii exogeni tind să înalțe prin acumulare.

FORȚELE INTERNE - ENDOGENE, își au sediul în interiorul globului terestru, fiind determinate de diferențele termice, de cele constituționale și fizico-chimice dintre părțile constituente ale globului.

Aceste forțe interne se manifestă sub formă de mișcări orogenetice, mișcări epirogenetice, procese de vulcanism, cutremure.

MIȘCĂRI OROGENETICE (mișcări orogene - tangențiale, orizontale) - reprezintă mișcările generatoare de munți (în limba greacă **oros** = înălțime, munte), dar trebuie precizat că la formarea munților contribuie și mișcările epirogenetice. Procesul de formare a munților se descompune în următoarele etape:

Structogeneza - care reprezintă formarea unor structuri cutate; ansamblurile cutate iau naștere la adâncimi mari în crustă, datorită presiunilor laterale. Structogeneza cuprinde deformarea formațiunilor geologice, formarea de cute, falii și pânze.

Epiogeneza orogenică - reprezintă ridicarea izostatică, a structurilor cutate, din cauza încărcării cu surplus de material ce s-a acumulat prin cutare.

Morfogeneza - reliefarea prin eroziune a structurilor cutate și ridicate. Exemple de structuri orogenetice: hercinică, alpină etc.

MIȘCĂRI EPIROGENETICE (epirogene, pe verticală, radiale)- se mai numesc și **mișcări ondulatorii**, deoarece înregistrează oscilațiile (relative) ale nivelului mării față de linia țărmurilor.

Mișcările epirogenetice reprezintă deplasări foarte lente de ridicare și coborâre ale scoarței din zona continentelor și platformelor continentale pe suprafețe întinse sau foarte restrânse. Aceste mișcări pot fi pozitive (epirogeneză pozitivă) sau pot fi negative (epirogeneză negativă). În timpul epirogenezelor pozitive sunt scoase de sub apele mării suprafețe extinse (suprafețele de câmpie sau de podișuri joase se extind). De asemenea, în timpul mișcărilor de ridicare are loc adâncirea văilor și tăierea de terase, deoarece se intensifică eroziunea în adâncime. Epirogenezele negative, provoacă (transgresiuni) inundarea uscatului, se formează golfuri și limane, iar eroziunea apelor curgătoare este frânată, dar se intensifică procesele de acumulare.

Mișcările epirogenetice din trecutul geologic au determinat:

- a. **TRANSGRESIUNI** - înaintarea mării peste un sector continental (epirogeneză negativă);
- b. **REGRESIUNI** - retragerea apelor de pe continent (epirogeneză pozitivă).

MIȘCĂRI EUSTATICE - reprezintă ridicările sau coborârile Oceanului Planetar. Variația nivelului oceanic are drept cauză principală variațiile climatice globale, dar uneori sunt legate de ridicări sau coborâri ale fundului unui bazin marin (EUSTATISM DIASTROFIC).

Mișcările eustatice s-au manifestat de mai multe ori în Cuaternar pe fondul alternanțelor glaciare și anteglaciare.

Vulcanismul (Mișcarea topiturilor magmatice) - la scară globală este însoțită de deplasarea plăcilor, creșterea lor în zonele de rift și micșorarea în zonele de subducție; la nivel regional și local vulcanismul generează forme specific vulcanice (conuri vulcanice, lanțuri vulcanice).

Cutremurele (Seismele) - sunt zguduirii bruște de scurtă durată ale suprafeței Pământului. Locul din interiorul Pământului în care iau naștere seismele se numește **hipocentru**, iar punctul corespunzător la suprafața Pământului se numește **epicentru**. Hipocentru se poate găsi la adâncimi variate, de la câțiva km, până la adâncimi de 700 km.

Cutremurele pot provoca: **prăbușiri, alunecări de teren, crăpături și falieri, modificări ale liniei de țărm, distrugeri de așezări** etc.

Foarte periculoase sunt cutremurele submarine, deoarece provoacă valuri imense - **Tsunami** (numele japonez). Valurile de tsunami sunt cunoscute pe coastele din jurul Oceanului Pacific.

AGENȚII EXOGENI (EXTERNI) - reprezintă totalitatea mediilor naturale mobile, purtătoare de energie, care au capacitatea de a disloca și transporta particule din suprafața terestră și de a crea forme de relief cu un anumit specific.

Agenții exogeni acționează asupra structurilor geologice create de către agenții interni (endogeni), iar activitatea lor se desfășoară sub imperiul a două câmpuri majore: cel al radiației solare și cel al gravitației terestre.

Agenții exogeni sunt apa de ploaie (sau apele curgătoare temporare), râurile, apa mării (valuri, curenți, marea), ghețarii și zăpada, aerul (vântul), organismele, omul.

Acțiunea lor morfogenetică poartă numele de **PROCESE EXOGENE**. Agenții se manifestă prin intermediul a trei tipuri de procese: eroziune, transport și acumulare.

Denumirea proceselor diferă de la un agent la altul, dar fiecare are o acțiune distinctă - erodează, deplasează și depune (ex: apele curgătoare realizează eroziune, transport și acumulare, ghețarii - exarație, transport și acumulare, vântul - coraziune, deflație și acumulări etc).

În cadrul proceselor geomorfologice de modelare, pe lângă cele trei procese (eroziune, transport, acumulare) de importanță majoră sunt **PROCESELE DE METEORIZARE (METEORIZAȚIE)** numite în multe lucrări **PROCESE PREMERGĂTOARE EROZIUNII (PROCESE ELEMENTARE)** și **PROCESELE DETERMINATE DE ACȚIUNEA VIETUITOARELOR**.

METEORIZAREA (WEATHERING) este un ansamblu de procese fizice și chimice

prin care se realizează distrugerea rocii pe loc, pregătind-o pentru eroziunea propriu-zisă a celorlalți agenți.

Meteorizarea are loc la contactul dintre atmosfera terestră și rocile din care este alcătuit relieful. Deci, meteorizarea reprezintă totalitatea transformărilor pe care le suferă rocile, în contact cu factorii atmosferici (variația temperaturii, umiditate, apa din precipitații ce se infiltrează în roci).

Procesele de meteorizare conduc la dezmembrarea mecanică, la transformarea chimică a rocilor și la realizarea în timp a unor depozite și a câtorva forme de relief rezidual.

Meteorizarea poate fi: - METEORIZARE MECANICĂ (DEZAGREGARE),
- METEORIZARE CHIMICĂ (ALTERARE).

DEZAGREGAREA - ansamblul de procese fizice care produc distrugerea (fragmentarea) rocilor, fără a modifica compoziția chimică a acestora.

Dezagregarea se efectuează în principal prin: **insolație, îngheț-dezgheț, umezire-uscare, cristalizarea sărurilor.**

DEZAGREGAREA PRIN INSOLAȚIE este specifică regiunilor cu climat arid, unde variațiile diurne ale temperaturii sunt mari. În zonele deșertice și semideșertice, temperaturile din timpul zilei ating 40-50° C, iar în timpul nopții coboară sub 0° C.

În timpul încălzirii are loc dilatarea mineralelor din rocă, iar în timpul răcirii contractarea acestora; efectul produs de variațiile termice este cu atât mai mare, cu cât compoziția rocii este mai neomogenă. Mineralele închise la culoare (melanocrate - amfiboli și piroxeni) absorb mai multă căldură și se răcesc mai greu, în comparație cu mineralele deschise la culoare (leucocrate - cuarț, feldspati).

Acțiunea este deosebită în cazul granitelor, conglomeratelor și este redusă în stratele groase de gresii.

Tensiunile care iau naștere în rocă prin încălzirea diferențiată a rocilor, a mineralelor componente, produc în timp fisurarea rocilor.

Produsele dezagregării: GROHOTIȘ sau DETRITUS.

ÎNGHEȚUL-DEZGHEȚUL

Dezagregarea produsă de acest cuplu este legată de oscilațiile termice în jurul valorii de 0°C.

Înghețul-dezghețul produc tensiuni laterale în interiorul fisurilor și porilor rocilor în care se infiltrează apa, determinând dezagregarea acestora. Prin îngheț apa își mărește volumul cu aproximativ 9%. Procesul de dezagregare prin îngheț-dezgheț este eficient atunci când fisurile și porii rocilor sunt umpluți cu apă în proporție de 91% (presiunile provocate de apa înghețată ating 2000-6000 kg/cm²).

În crăpăturile rocilor iau naștere presiuni foarte mari datorită atât măririi volumului apei prin îngheț, dar și datorită apei, care pătrunsă în crăpături, este închisă ermetic de gheața care se formează în partea superioară (dop de gheață), înghețul se produce treptat de la suprafață către interior. Apa se va infiltra și va pătrunde și mai mult în rocă, iar când îngheață presiunea va fi și mai mare.

Procesul de fracturare a rocii prin presiunea exercitată de apa pătrunsă în rocă, închisă ermetic printr-un dop de gheață format în partea superioară se numește **HIDROFRACTURARE**.

Dezagregarea prin îngheț se produce îndeosebi:

- în regiunile subpolare;
- în zonele temperate în etajul alpin și subalpin.

În urma procesului de dezagregare rezultă materiale sfărâmate, blocuri, bolovani colțuroși; la baza pantelor se formează acumulări numite GROHOTIȘURI.

CRISTALIZAREA SĂRURILOR

Dezagregarea se produce datorită presiunilor care iau naștere în interiorul rocilor, ca urmare a cristalizării sărurilor din soluțiile supraconcentrate.

Acest proces are loc mai ales în regiunile semideșertice, dar apare și la falezele marine bătute de valuri (sarea precipită în urma evaporării apei de mare).

UMEZIRE-USCARE - alternanța dintre acestea duce la slăbirea coeziunii rocii.

Procesul este specific rocilor argiloase averse de apă, care în timpul perioadelor umede, încorporează apă și își măresc volumul - GONFLARE. În perioadele de secetă, apa se evaporă, uneori rapid, se produce contractarea rocii și apariția de crăpături sub forma unei rețele poligonale.

Evaporarea determină și migrarea sărurilor către suprafață, formând eflorescențe și cruste de săruri.

Procesul de dezagregare prin umezire-uscare este specific zonelor semideșertice și terenurilor alcătuite din argile și marne.

Rezultatele procesului sunt: particule fine, săruri precipitate, crăpături poligonale (soluri poligonale).

ALTERAREA - METEORIZAREA CHIMICĂ - reprezintă ansamblul de procese prin care are loc transformarea rocilor, creând structuri chimice diferite de cele ale rocilor din care au provenit.

Principalele procese prin care se produce alterarea chimică sunt: *oxidarea, hidratarea, hidroliza, carbonatarea și dizolvarea.*

Procesele de alterare sunt condiționate de: rocă, aer, apă, temperatură, material organic aflat în descompunere.

OXIDAREA este procesul prin care diverse elemente din minerale se combină cu oxigenul din aer și apă.

Oxidarea cea mai puternică o suferă rocile metamorfice și magmatice, deoarece ele s-au format într-un mediu lipsit de oxigen. În contact cu atmosfera sau cu apa, elementele acestor roci se combină cu oxigenul, rezultând oxizi și hidroxizi.

Elementul cel mai sensibil, care intră în reacție cu oxigenul, este fierul; în locurile unde se produce oxidarea fierului culoarea rocilor este gălbuie sau cărămizie (prin oxidarea fierului rezultă limonit).

Dacă fierul suferă reduceri (câștigă sarcini negative) - colorația verzui-albăstrui, vinețiu.

Manganul suferă deasemenea oxidări și reduceri; oxidul de mangan dă o colorație neagră.

CARBONATAREA - este procesul chimic prin care hidroxizii de calciu, magneziu, potasiu, sodiu, în contact cu dioxidul de carbon sau acidul carbonic, se transformă în carbonați, care sunt ușor de îndepărtat.

Carbonatarea este unul din procesele cele mai frecvente întrucât apa și dioxidul de carbon au largă răspândire.

Calcarul este roca cea mai puternic atacată prin procesul de carbonatare, acțiunea acestuia manifestându-se în toate fisurile prin care apa poate circula; se creează **relieful carstic** (dolomitul are o solubilitate scăzută).

Apele suprasaturate în bicarbonat de calciu pot duce la fenomene inverse de precipitare, care creează roci calcaroase, fenomenul este prezent în interiorul peșterilor.

HIDRATAREA - este procesul prin care se realizează modificări de natură fizică (volum, masă) sau de structură chimică.

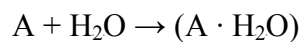
Fizic, hidratarea duce la slăbirea coeziunii dintre particulele minerale.

Chimic este procesul de aderare a moleculelor de apă la structura chimică a mineralelor. Apa pătrunde în rețeaua de cristale, ca apă de constituție, ducând la crearea unui nou mineral (cristalohidrați).

Exemple: anhidritul, prin **hidratare**, trece în gips, mărindu-și în același timp volumul cu 33%. Opus este procesul de **deshidratare**, prin care apa este eliminată (parțial sau treptat) din compoziția mineralelor sau a rocii însoțită de transformări fizice și chimice. Apa este înglobată

în moleculele mineralului, deci mineralele se transformă în:

Minerale hidratate.



HIDROLIZA - reprezintă procesul de descompunere a unor săruri, în prezența apei în care sunt dizolvate, în baza și acidul din care au provenit.

Hidroliza este un proces fundamental în alterarea silicaților ducând la formarea mineralelor argiloase.

DIZOLVAREA - este procesul fizico-chimic prin care se exercită atacul apei asupra unor roci solubile.

Dizolvarea precede sau se produce concomitent cu alterarea chimică. Agentul principal este apa.

Rocile solubile în care dizolvarea este activă sunt: **sarea, gipsul, calcarul.**

Dizolvarea depinde însă și de temperatura apei, precum și de gradul de încărcare cu gaze sau acizi (cea mai specifică este dizolvarea calcarului în apă încărcată cu dioxid de carbon; solubilitatea sa în prezența dioxidului de carbon crește de 10 ori, iar a bicarbonatului de calciu de 30 de ori. Absorbția dioxidului de carbon scade odată cu creșterea temperaturii și este activă

în zonele reci).

ACȚIUNEA ORGANISMELOR

Dezagregarea rocilor se realizează prin creșterea în grosime și lungime a rădăcinilor care pătrund în fisuri și crăpături, sau prin săparea de galerii de către diferite animale (în roci fisurabile - gresii slab cimentate, argile, marne).

Alterarea chimică se realizează prin:

1. Organismele (rădăcini, bacterii) extrag din rocă sau depozit- elementele necesare vieții. Acțiunea poate fi însoțită de procese chimice (în special oxidări).

2. Soluțiile, în general acide, rezultate prin descompunerea materiei organice (rădăcini, frunze, tulpini, fructe etc), după moartea organismelor vii.

Rolul cel mai important al organismelor îl reprezintă contribuția lor la formarea solurilor (în procesul de pedogeneză).

FORMELE REZULTATE:

În urma dezagregărilor și alterărilor rezultă o scoarță afânată, denumită **SCOARȚĂ DE ALTERARE**, precum și un **RELIEF MINOR**.

SCOARȚA DE ALTERARE constituie depozitul afânat, rezultat în urma proceselor de dezagregare și alterare a rocilor.

Scoarța de alterare este depozitul pe seama căruia, prin procese pedogenetice, se formează **solul**. Urmărind un profil evoluat al scoarței de alterare, pornind de la roca în loc, supusă proceselor de meteorizare, se evidențiază pe verticală pe mai multe orizonturi:

A. SOLUL ACTUAL,

B. ORIZONT COMPLET ALTERAT (zona argiloasă) - situate în partea superioară, fărâmițarea este maximă, căpătând formă de argilă, a cărei compoziție depinde mai

mult de climă și mai puțin de roca din care s-a format. În acest orizont domină alterarea chimică și se formează solul. Această scoarță de alterare este diferențiată ca grosime și conținut

în funcție de condițiile climatice care se modifică zonal, precum și în funcție de rocă. În fiecare zonă morfoclimatică se întâlnește un anumit tip de scoarță de alterare.

C. ORIZONTUL ARGILO-DETRITIC - este constituit din sfărâmături care păstrează compoziția rocii din care a provenit.

D. ORIZONTUL DETRITIC - alcătuit din spărturi de rocă mai mari, colțuroase.

E. ZONA DE DEZAGREGARE <=> FRONT DE METEORIZARE - pentru că începând de aici au loc procesele de meteorizare (dezagregare și alterare).

F. ORIZONTUL DE BAZĂ - "ROCA ÎN LOC" - proaspătă, neafectată.

RELIEFUL MINOR REZULTAT PRIN METEORIZARE ȘI ACȚIUNEA VIETUITOARELOR

Relieful creat prin dezagregare: abrupturi, vârfuri izolate, ciuperci, sfinxuri, babe, creste, polițe, brâne, surplombe, mări de pietre, torenți de pietre etc.

Ex: Creasta Cocoșului - munții Gutâi,

Acul Cleopatrei - munții Făgăraș,

Babele, sfinxul - munții Bucegi.

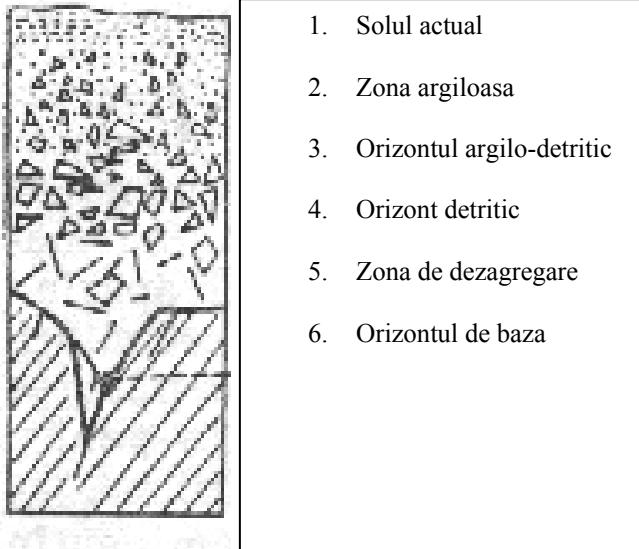
Relieful creat prin dizolvare: lapiezuri, doline, avene, peșteri.

Ex: lapiezuri pe șa – Slănic-Prahova.

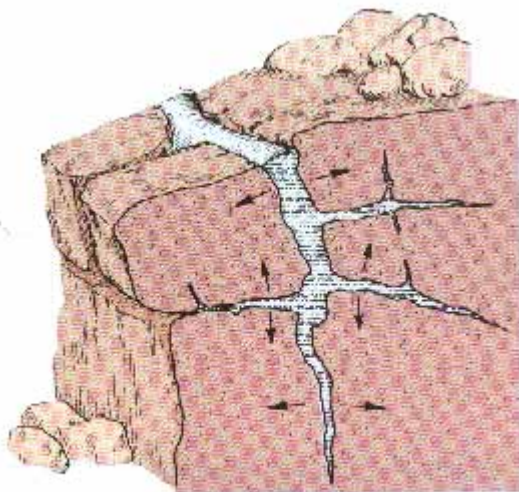
Relief dezvoltat prin procesele de alterare: căpățâni de zahăr (Rio de Janeiro - sunt proeminente granitice, de zeci și sute de metri, care au rezistat alterării în comparație cu zona

înconjurătoare), taffoni (alveole în granitele din Corsica), blocuri sferoidale, alveole etc.

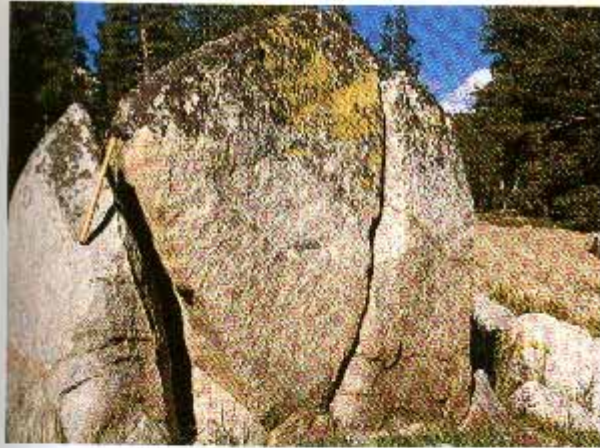
Relieful biogen: crăpături în roci, microalveole, galerii create în roci sau depozite, furnicare.



Structura scoartei de alterare



Dezagregare- inghet-dezghet (pene de



(C) Jointing is commonly the major type of structural weakness in granites and related rocks, and causes the rock to break up into large blocks.



(D) Granular Disintegration is the grain-by-grain breakdown of rock masses. It is common in coarse-grained igneous rocks, sandstones, and conglomerate and results when different minerals in a rock weather at different rates. Feldspars weather rapidly in a granite permitting the quartz grains to slowly separate from one another along their contacts.

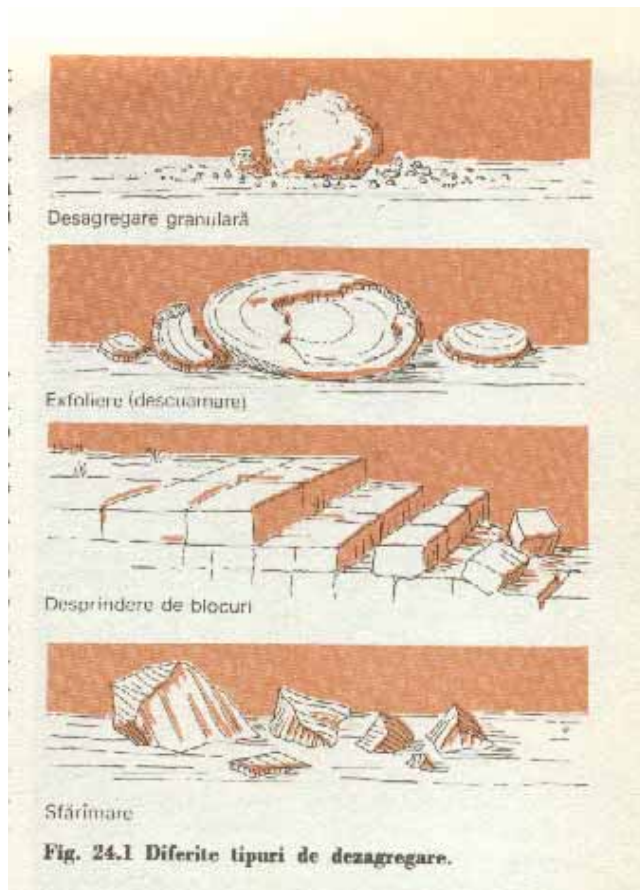


(E) Granular Disintegration is also produced when cementing material in conglomerate and sandstone dissolves so the grains fall apart.

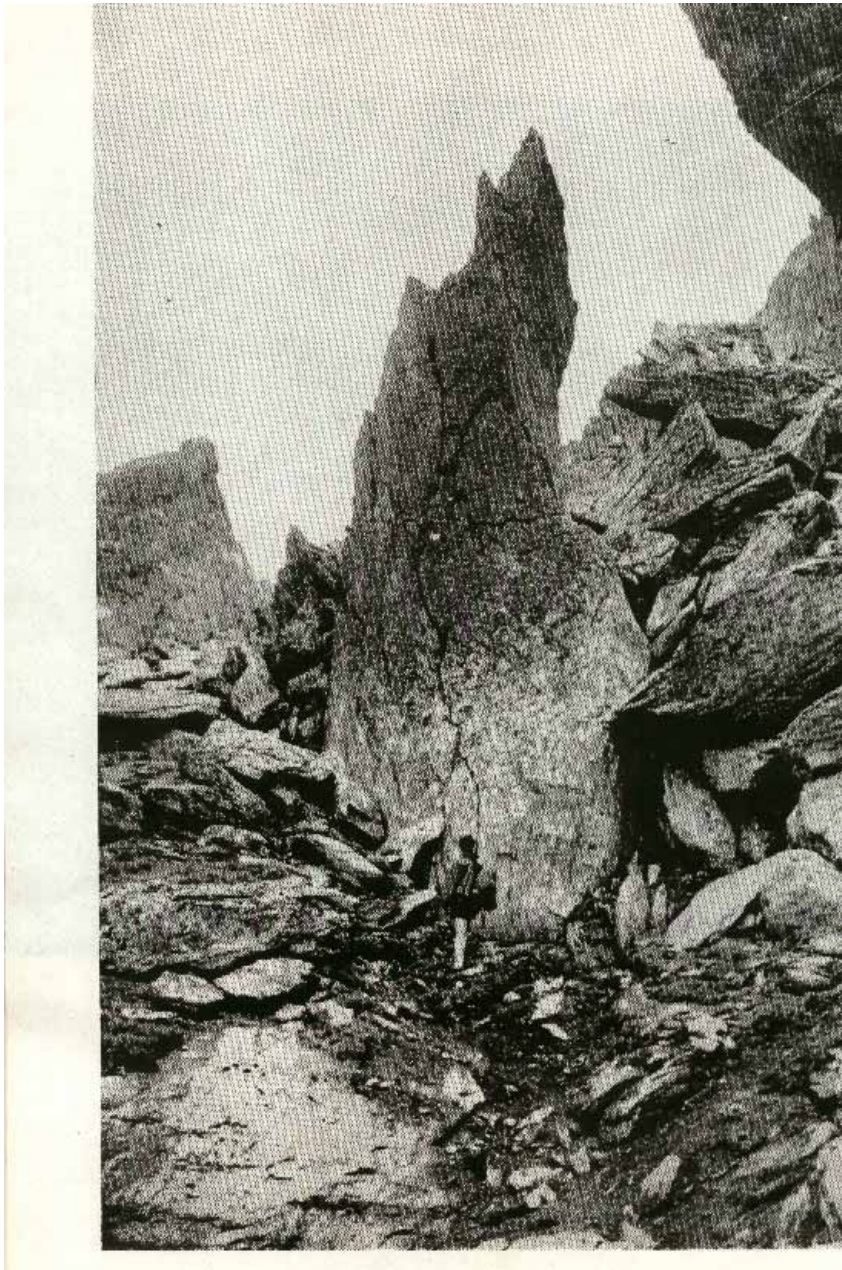


(F) Granular Disintegration in sandstone commonly occurs and produces spherical boulders. Each grain in the disintegrated material has the same size and shape as it did in the original rock.

Diferite tipuri de dezagregare (dupa W.Kenneth Hamblin, 1989)



Diferite tipuri de dezagregare a rocilor



Acul Cleopatrei, Muntii Fagas
(dupa N.Popescu)

CURS 3

PROCESE ȘI FORME DE RELIEF LEGATE DE ACȚIUNEA GRAVITAȚIEI

Procesele gravitaționale afectează în general materialele care rezultă în urma proceselor de meteorizare, deplasându-le din regiunile înalte către cele mai joase. Există însă cazuri frecvente de dislocare și deplasare a rocilor “în loc” (care nu au suferit procese de meteorizare).

Mișcarea materialelor se face în două moduri:

1. prin autodeplasare (prăbușiri, rostogoliri de grohotișuri, de blocuri mari de rocă etc.),
2. prin intermediul unui agent sau transportator.

Mișcarea materialelor prin intermediul unui agent se numește TRANSPORT și este realizată de către: râuri, ghețari, apa mării, vânt.

Deplasarea materialelor se poate realiza însă și “de la sine” - AUTODEPLASARE, agentul care pune în mișcare depozitele de versant și rocile fiind însăși GRAVITAȚIA. Procesele declanșate și întreținute de gravitație (proces gravitaționale) conduc la formarea unui relief complex - RELIEFUL GRAVITAȚIONAL. Punerea în mișcare a materialelor este condiționată de:

GRAVITAȚIE - ca forță generală și permanentă se manifestă prin unghiul local al versantului (componenta care acționează paralel cu planul înclinat se numește și forța de tracțiune, acesteia i se opune forța de frecare). Astfel panta terenului poartă un rol foarte important în deplasarea materialelor. Cu cât panta este mai mare (mai aproape de 90°), cu atât forța gravitațională se manifestă mai intens și viceversa.

GREUTATEA MATERIALELOR - ca forță motrice, are importanță în realizarea momentului de punere în mișcare a materialelor, în viteza deplasării, în încetarea mișcării.

Forța necesară pornirii unei mase, la pantă egală, este cu atât mai mare cu cât greutatea materialelor este mai mare; cu cât panta este mai mare, cu atât forța necesară pornirii este mai mică. După cum se asociază cele trei elemente - gravitație, pantă, masă de materiale, depinde realizarea pragului de declanșare a deplasării materialelor și a pragului de oprire a acestora (greutatea rămâne pe loc - echilibru staționar).

Procesele de deplasare a materialelor pe versanți sunt influențate și de:

- gradul de coeziune a rocilor (rocile necoezive fiind nisipul, pietrișul necimentat, argila – au mobilitate mare);
- prezența apei;
- gradul de acoperire cu vegetație.

Clasificarea deplasărilor se poate face după diferite criterii: viteză, natura litologică, individuale sau în masă, în funcție de pantă, forma pe care o îmbracă deplasările etc.

Pentru evoluția versanților este importantă clasificarea după VITEZA DE DEPLASARE, astfel se disting:

❖ DEPLASĂRI BRUȘTE (RAPIDE) - prăbușiri (rostogoliri, năruiri), alunecări de teren, scurgeri;

❖ **DEPLASĂRI LENTE** - deplasări uscate lente, creepingul, deraziunea (coraziunea), sufoziunea, tasarea, solifluxiunea.

DEPLASĂRILE BRUȘTE (RAPIDE) pot avea loc în prezența apei - DEPLASĂRI USCATE sau în prezența apei, dar nu ca agent, ci ca factor de condiționare - DEPLASĂRI UMEDE.

PRĂBUȘIRILE - sunt căderi bruște, fie ale materialelor devenite mobile în urma proceselor de dezagregare, fie a maselor de materiale de tipul blocurilor stâncoase sau a depozitelor sedimentare. Se deosebesc: **PRĂBUȘIRI INDIVIDUALE ȘI PRĂBUȘIRI ÎN MASĂ**.

PRĂBUȘIRILE INDIVIDUALE implică desprinderea și căderea unor fragmente, bucată cu bucată, a materialului dezagregat. Procesul se produce ritmic și se realizează în funcție de cauzele locale și cele anotimpuale.

Deplasarea materialelor se poate face prin cădere liberă, când panta este foarte mare (aproximativ 90%), prin rostogolire în lungul pantei, când aceasta este mai redusă sau se poate deplasa prin salturi.

În urma acestor procese, la baza versanților abrupti supuși dezagregării se formează: - TRENE DE GROHOTIȘ - când abruptul are o pantă uniformă pe toată lățimea lui;

- CONURI DE GROHOTIȘ - când deplasarea se realizează în lungul unui canal (rezultat și el fie prin dezagregare, fie prin avalanșe).

PRĂBUȘIRILE ÎN MASĂ sunt deplasări bruște (năruiri, surpări) care afectează un volum mare de material; se mai numesc PRĂBUȘIRI DE VERSANT.

Fenomenele respective sunt întâmplătoare și au loc când dezechilibrele de versant se produc în urma unor fenomene naturale sau antropice deosebite (cutremure, ploi torențiale, explozii, erupții vulcanice). Asemenea prăbușiri afectează și golurile subterane (peșteri, tuneluri), fie că sunt antropice (galerii de mină, exploatarea de sare).

Deplasările se pot face prin cădere liberă sau pot apărea combinate cu mișcările de translație, cu cele de rostogolire (prăbușiri, alunecări).

Ex: Lacul Roșu - creat pe râul Bicz în 1837 ca urmare a unei prăbușiri.

Pe versanții a căror instabilitate este determinată de eroziune fluvială, de abraziune marină (care creează nișe la baza lor), prăbușirile se fac sub formă de năruire.

Deplasările în masă intră în categoria FENOMENELOR DE RISC NATURAL.

ALUNECĂRILE DE TEREN (landslide - engleză; glissement de terrain - franceză) - sunt deplasări plastice ale maselor sau materialelor, care au loc în lungul versanților sub efectul gravitației.

Noțiunea de “alunecare de teren” desemnează atât procesul de deplasare, cât și forma de relief rezultată. În limbajul popular la noi în țară există o serie de termeni sinonimi alunecării: pornitură, fugitură, râpă, hârtoape, vârtoape, glimei, copârșăie, țiglai etc.

Alunecările de teren se produc cu viteze variabile, dar în general sunt deplasări rapide, reprezentând un mod de “evacuare” rapid a materialelor de pe versanți.

La un proces de alunecare, masa de pământ este separată de roca în loc printr-un plan de alunecare.

Cauzele alunecării sunt de trei feluri:

1. CAUZE POTENȚIALE,
2. CAUZE PREGĂTITOARE,
3. CAUZE DECLANȘATOARE.

CAUZELE POTENȚIALE sunt legate de existența a trei factori care se cumulează simultan în același loc (regiune): ○ ROCA, ○ PANTA, ○ APA. **ROCA**, pentru a deveni favorabilă procesului de alunecare trebuie să fie plastică și să fie omogenă sub raportul texturii, sau să fie în alternanță cu orizonturi permeabile de roci sedimentare.

Planul de alunecare se plasează la nivelul stratului impermeabil și obligatoriu e total plastic.

Procesul de alunecare este cauzat de existența unor mase de argile sau de formațiuni argiloase, care joacă rolul de ORIZONT DE ALUNECARE (pentru ele însăși sau pentru rocile ce li se suprapun).

PANTA devine eficientă în declanșarea alunecării atunci când componenta tangențială a forței de gravitație depășește limita de rezistență (limita de plasticitate) a masei de pământ (panta se constituie într-un element morfometric care asigură deplasarea).

Cele mai frecvente alunecări se produc pe pante mai mari de 10°, 15°; există însă probabilitatea alunecării la înclinări mai mici în funcție de calitatea rocii și de volumul de apă înmagazinat în rocă (montmorillonit - alunecările se produc la pante de 2°, 3°).

APA este elementul care controlează declanșarea și menținerea procesului de alunecare. Apa determină starea de plasticitate a materialelor argiloase și care prin înmagazinarea ei în rocă și contribuie la micșorarea forței de rezistență a acesteia. Umectarea poate fi totală sau parțială; la alunecările tipice umectarea cuprinde „talpa alunecării” și masa ce va aluneca, dar când limita de plasticitate a argilei este depășită alunecarea se transformă în curgere.

CAUZELE PREGĂTITOARE sunt cele care conduc la starea de instabilitate: **abundența apei** (provenită din ploii, topirea zăpezii, ape subterane), **mărirea greutateii maselor prin înmagazinarea unui volum de apă; eroziunea laterală a râurilor; producerea de vibrații în masa versanților; cutremure** (creează crăpături și apa se infiltrează) sau impuse de acțiunile antropice (**secționarea versanților; supraîncărcarea versanților cu construcții; circulația vehiculelor grele; defrișări**).

CAUZELE DECLANȘATOARE presupun cumularea în timp a celor anterioare și ruperea echilibrului.

EVOLUȚIA PROCESULUI:

- faza pregătitoare, de alunecare lentă, incipientă (nu este depășit pragul geomorfologic),
- alunecarea propriu-zisă,
- faza de stabilizare naturală.

Declanșarea alunecării și evoluția alunecării se poate produce brusc fără apariția unor fenomene pregătitoare sau, din contră, poate apărea **faza pregătitoare**.

Alunecarea propriu-zisă - masele de pământ se deplasează cu viteze relativ mari, cu zgomot, iar procesul de deplasare rapidă, cu viteze de 0, 3-0, 5 m/s, durează câteva minute sau câteva ore, după care are loc o relaxare a vitezei de deplasare, ajungându-se la 10-15 m/an (SUA consideră alunecări foarte lente $v < 1, 5$ m/an).

Viteza de alunecare este diferită în masa alunecării - cu valori mai mari în partea

centrală și este mai mică pe margini.

Faza de stabilizare se realizează când toate forțele interne care au declanșat alunecarea au intrat în echilibru relativ și când, în cadrul alunecării respective, 5-6 ani consecutivi nu s-a înregistrat nici o deplasare a alunecării.

ELEMENTE COMPONENTE ALE UNEI ALUNECĂRI

Râpa de desprindere - este locul de unde se desprinde masa care alunecă. Râpele de desprindere apar în relief sub diferite forme (perete abrupt, arcuit, rectiliniu etc.) și cu dimensiuni care variază de la câțiva cm la peste 100 m.

Corpul alunecării - reprezintă masa alunecată și poate prezenta înfățișări diferite;

Microforme - apar pe corpul alunecării sau în partea terminală a acestuia, respectiv pe fruntea alunecării.

TIPURI DE MICROFORME:

- ONDULĂRI SAU ZBÂRCITURI TRANSVERSALE ȘI LONGITUDINALE;
- CRĂPĂTURI ÎN MASA ALUNECĂRII;
- TREPTE DE ALUNECARE; VALURI DE ALUNECARE;
- MICRODEPRESIUNI (situat pe valurile de alunecare sau pe trepte).

Fruntea alunecării - reprezintă partea terminală a părții alunecate (aceasta se oprește fie pe pantă, fie pe un loc mai puțin înclinat, luncă, terasă).

Patul alunecării sau suprafața de alunecare constituie baza corpului alunecării.

Jghebul de alunecare - în general se individualizează la alunecările cu dezvoltare lineară.

ELEMENTE MORFOMETRICE ALE UNEI ALUNECĂRI

➤ În profil longitudinal:

- ÎNĂLȚIMEA RÂPEI DE DESPRINDERE,
 - LUNGIMEA ALUNECĂRII - este lungimea dintre fruntea râpei de desprindere și fruntea alunecării,
- LUNGIMEA CORPULUI ALUNECĂRII,
 - DISTANȚA - lungimea depresiunii de alunecare dintre râpa de desprindere și corpul alunecării.

➤ În profil transversal:

- LĂȚIMEA ALUNECĂRII.

Raporturile dintre aceste elemente morfometrice indică stadiul de evoluție a alunecării și dinamica alunecării.

CLASIFICAREA ALUNECĂRIILOR DE TEREN

Există o multitudine de clasificări ale alunecărilor de teren, clasificări care au la bază unul sau mai multe criterii.

• După grosimea masei alunecate:

1. alunecări superficiale (sub 1 m grosimea masei alunecate);

2. alunecări puțin adânci (1-5 m grosimea masei alunecate);
3. alunecări adânci (5-20 m grosimea masei alunecate);
4. alunecări foarte adânci sau profunde (peste 20 m grosimea masei alunecate).

• **După poziția masei alunecate față de structura geologică:**

1. alunecări consecvente - direcția de deplasare a maselor alunecate este conformă cu înclinarea stratelor;
2. alunecări insecvente - afectează un pachet de strate pe care suprafața de alunecare le taie (indiferente față de structura geologică);
3. alunecări asecvente - au loc pe terenurile fără o structură clară, în depozite nestratificate.

• **După caracterul mișcării masei alunecate:**

1. deplasări rotaționale - se formează în depozite omogene, masa deplasată urmează o suprafață de alunecare aproape semicirculară.
2. alunecări translaționale - masa alunecată se deplasează prin împingere de sus în jos, antrenând în mișcare, progresiv, noi mase de pământ.

• **După direcția de evoluție a alunecării pe versant:**

1. alunecări regresive (delapsive) - încep de la baza versantului și evoluează spre partea superioară a acestuia; prin desprinderea continuă de materiale din "râpa de desprindere";
2. alunecări progresive (detrusive sau împingătoare) - se formează în partea superioară a versantului și evoluează spre partea inferioară a acestuia (baza versantului) având caracter progresiv.

• **După extindere:**

1. alunecări de versanți - care afectează suprafețe întinse de versant;
2. alunecări de vale (pe bazine hidrografice) - afectează versanții, precum și zona de obârșie a râului.

• **După forma corpului de alunecare (criteriul morfologic):**

1. alunecări în brazde (superficiale) - sunt de mică adâncime (sub 1 m) producându-se în pătura de sol, unde vegetația ierboasă lipsește sau este slab dezvoltată;
2. alunecări lenticulare - sunt alunecări de dimensiuni mici (1-5 m), pe pante relativ reduse. Corpul alunecării este format din valuri scurte, lenticulare, etajate haotic (regiunile deluroase din țara noastră);
3. alunecări în trepte (pseudoterase) - sunt alunecări cu suprafața de alunecare la adâncimi mari (5-30m), se pot confunda cu terasele versanților;
4. alunecări monticulare, movile sau glimee (Transilvania) - sunt de mare amploare și au adâncimi mari >5-30m; materialul deplasat formează movile dispuse haotic, sau uneori în șiruri paralele. Eroziunea torențială distruge valurile de alunecare și formează **copârșai**. Distrugerea în continuare a acestora lasă doar niște mameloane numite **gruieti**, iar când sunt înalți, conici se numesc **țiglăi**.

• **După vârsta alunecării:**

1. alunecări actuale, contemporane, în general active;
2. alunecări vechi - fosile care pot fi la zi sau acoperite.

Alunecările de teren afectează și micșorează calitatea economică a unui teren prin neregularitățile pe care le introduc în morfologia versantului, deasemenea duc la distrugerea solului. Alunecările afectează terenurile arabile, agricole (livezi), vii, pășuni, căi de comunicație, așezări omenești. Alunecările sunt considerate procese de risc cu mare grad de pericolozitate pentru activitățile umane.

MĂSURI DE COMBATERE A ALUNECĂRILOR DE TEREN

În general, măsurile urmăresc refacerea structurii interne a pământurilor alunecate prin creșterea coeficientului de frecare și prin creșterea coeziunii dintre particulele constituente;

- **mărirea rezistenței la rupere a masei alunecate;**
- **evitarea umectării masei de pământ prin reducerea infiltrației sau prin coborârea nivelului freatic** (lucrări de drenaj a izvoarelor, a ochiurilor de apă în areale cu exces de umiditate).

Amintim mai jos câteva dintre aceste măsuri:

- pentru fixarea râpelor de desprindere a maselor alunecate se plantează masa alunecată și râpa de desprindere cu specii forestiere sau cu specii pomicole mari consumatoare de apă (ex. cătina);

- efectuarea șanțurilor de coastă - acestea se taie amonte de râpa de desprindere și au rolul de a dirija apele scurse pe versant, în afara suprafeței alunecate;

- realizarea de drenuri, care pot fi: - superficiale (canale, șanțuri adânci tăiate în masa alunecată pentru colectarea surplusului de apă din alunecare);

- verticale - care urmăresc atât uscarea masei alunecate cât și coborârea nivelului pânzei freactice sub suprafața de alunecare;

- realizarea unor construcții de sprijin, pentru protecția clădirilor și căilor de comunicație, drumurilor etc.;

- uscarea masei de pământ printr-un sistem de rezistențe electrice sau congelarea masei de pământ pentru creșterea rezistenței ei.

CURGERILE

Sunt procese gravitaționale rapide prin care un volum important de materiale (argilo-nisipos, cenușă vulcanică etc.), ce au consistență redusă și caracter fluid, sunt deplasate spre baza versantului.

În funcție de participarea apei ca factor de condiționare, curgerile pot fi: **curgeri uscate** și **curgeri umede**.

1. CURGERILE USCATE - afectează acumulările de sfărâmături de la cele greoaie (grohotiș) până la cele mai fine (nisipuri).

- **curgerile de pietre** - sunt deplasări în masă a grohotișurilor, la care deplasarea este determinată de destabilizarea (stricarea stabilității) acumulărilor de materiale.

Această deranjare a stabilității este produsă de supraîncărcarea maselor de grohotiș prin aporturile laterale de grohotiș, determinând creșterea masei de grohotiș acumulată și mărirea

forței de tracțiune.

Deplasarea materialelor este favorizată de:

- **procesele îngheț-dezghet** - produc tensiuni în masa de grohotiș (în regiunile periglaciare montane și în regiunile periglaciare submontane, unde existența unui pat de sol înghețat favorizează deplasarea materialelor);
- **de șocuri și vibrații.** Formele rezultate sunt: curenții de pietre și câmpiile de grohotiș.
- **curgerile de nisip** - sunt frecvente în nisipurile uscate și afectează flancurile dunelor din regiunile aride și semiaride.

2. **CURGERILE UMEDE** - se realizează în prezența apei, care are rol de lubrifiant pentru particulele și aglomerările de sfărâmături.

Se deosebesc două tipuri de curgeri umede:

- Curgeri de nisip umed,
- Curgeri de noroi (torenți noroioși).

CURGERILE DE NISIP UMED se produc atunci când acumularea de apă din masa de nisip depășește limita critică de umectare a acestuia. Situațiile în care pot apărea curgeri nisipoase sunt diverse. Când pătura de nisip este subțire, ele se pot forma la suprafață, în urma unor ploii și sunt de scurtă durată. În stratele groase de nisip, curgerile se pot forma la nivelul pânzei freatice. Pe malurile văilor, unde sunt retezate stratele de nisipuri pot apărea de asemenea curgeri de nisip. Cele mai periculoase sunt cele din galeriile de mină și din tunele, ele anticipează fenomenele de prăbușire din cadrul acestora.

CURGERILE DE NOROI (MUD FLOW) se produc atunci când rocile argiloase sunt supraumectate, iar limita de plasticitate a lor, datorită îmbibării cu apă, este depășită.

În comparație cu alunecările de teren, curgerile noroioase sau torenții noroioși au o dezvoltare liniară în cadrul unei văi. La curgerile de noroi se pot distinge următoarele elemente: **bazin de recepție, canal de scurgere, con de acumulare.**

Curgerile noroioase au o capacitate de transport mai mare decât a apelor curgătoare (au vâscozitate mare și greutate volumetrică mare), durează până când, întreaga cantitate de material înmuiat de apă este eliminată de pe versant.

În zona temperată se produc frecvent deplasări de torenți noroioși primăvara, când se topesc zăpezile.

În țara noastră, torenții noroioși se întâlnesc în zonele subcarpatice (v. Buzăului, în Vrancea, în Moldova).

O formă aparte de curgeri noroioase sunt curgerile umede de cenușă vulcanică (Vezuviu 1906; în Indonezia se numește lahar). Acestea se produc în timpul activității vulcanului și se declanșează în urma a două cauze: ploii vulcanice și expulzarea apei lacurilor cantonate în craterul vulcanic.

Măsurile de prevenire sunt similare cu cele de la alunecări:

- mod de folosire a terenurilor adecvat ținându-se cont de pantă, alcătuire geologică, permeabilitatea rocilor etc.;
- protejarea vegetației;
- drenarea suprafețelor cu exces de umiditate etc.

Cele de combatere, ca și în cazul alunecărilor, presupun drenarea regiunilor cu exces de

umiditate, fixarea prin vegetație etc.

PROCESE GRAVITAȚIONALE LENTE

(SUFOZIUNEA, TASAREA, CREEPING, SOLIFLUXIUNE) **1. SUFOZIUNEA** (din italiană, suffodio = a submina, a săpa pe dedesubt) - este favorizată de roci friabile, poroase (loessuri, nisipuri), și de suprafețe ce au pante mici. Sufoziunea poate fi mecanică și chimică.

SUFOZIUNEA MECANICĂ - rezultă din acțiunea apelor de infiltrație care dislocă și transportă particulele fine ce intră în alcătuirea depozitelor sedimentare, afânate, poroase, slab coezive, relativ permeabile.

Sufoziunea este afectată de fluctuațiile nivelului freatic; când nivelul acestuia se ridică are loc dislocarea particulelor fine, când acesta coboară are loc transportul particulelor spre nivelul freatic a celor dislocate anterior. Procesul generează în cadrul stratelor afânate goluri, tuneluri subterane de sufoziune. La suprafața terenurilor apar microforme: microdepresiuni - pâlnii de sufoziune, puțuri de sufoziune, râpe de sufoziune.

(ex. Pâniile de sufoziune apar în loessurile din Dobrogea, în lungul Dunării, Ialomiței).

SUFOZIUNEA CHIMICĂ - se produce ca urmare a pătrunderii și circulației apei în rocile și depozitele friabile, apa dizolvă sărurile depuse în porii rocilor și transportă aceste săruri în soluție către pânza freatică.

2. TASAREA (tasser = a înghesui, a îndesa) - este procesul de comprimare a rocilor sub efectul propriei greutate sau al unor sarcini suplimentare exterioare.

Tasările au loc mai ales în rocile puțin consolidate, apar în roci cu spații interstițiale, cum ar fi loessul, dar și în argilele și marnele nisipoase și chiar în grohotișurile consolidate. Procesul este direct proporțional cu volumul rocilor sau cu volumul golurilor din interiorul masei de pământ.

Tasarea se produce în general pe suprafețe plane sau relativ plane. În comparație cu sufoziunea, unde subminarea este datorată golurilor din interiorul stratului creat de circulația subterană a apei, tasările duc la îndesări de sus în jos. În ansamblu, are loc o reducere de volum în interiorul rocii, care se manifestă la suprafață prin lăsări - excavațiuni de suprafață.

Tasarea se asociază frecvent și cu alte procese cum ar fi: **sufoziunea**, **creepingul**, **spălări**, **alunecări și prăbușiri**.

Procesul se datorează mai multor cauze:

Tasarea prin compresiune impusă de greutatea volumetrică a rocii sau prin aplicarea unor sarcini suplimentare externe, care măresc forța de apăsare asupra materialelor de pe versant;

Tasarea prin subsidență care se produce în urma exploatării apelor subterane, gazelor naturale, țiteiului;

Tasarea prin băătorire în lungul potecilor de vite;

Tasarea asociată cu procesul de sufoziune - sufoziunea îndepărtează particulele din interiorul masei de rocă, favorizând, la suprafață, procesele de tasare. Formele rezultate în urma proceselor de tasare sunt:

Depresiuni de tasare, de multe ori au forma unor pâlnii - **pâlnii de tasare**, și care în limbajul popular se numesc CROVURI (specifice Câmpiei Române - de la Olt până la Buzău

și Siret).

Dimensiunile acestora sunt variabile, pot avea diametre de la câțiva zeci de metri până la 2-3 km și adâncimi de 2-3 m (găvane, padine). Se pot vedea mai ales primăvara, zăpada păstrându-se în interiorul acestora un timp mai îndelungat, precum și în timpul ploilor când apa bălțește în ele.

Vaiugi de tasare - rezultă din unirea crovurilor pe aliniamentul unor tunele de sufoziune. **Trepte de tasare** - apar pe versanți, iar atunci când condițiile sunt îndeplinite pot evolua către alunecări de teren.

Pe versanți se dispun pe curbele de nivel, apar ca brâuri orizontale, separate de mici abrupturi (cu înălțimi de câțiva decimetri) care se întind pe zeci de metri. Se numesc “cărări de oi” (eng. *sheeptracks*) întrucât se consideră că aceste tasări apar pe cărările făcute de animale.

3. CREEPING (SOIL CREEP) – (eng. *creep*) - a se târî, a se furișa.

Este un proces gravitațional foarte lent și superficial, care apare pe pantele puțin înclinate și cu sol bine dezvoltat. Acest tip de mișcare reprezintă suma unei infinități de mișcări foarte scurte, separate prin mișcări mai îndelungate, pe care le execută fiecare particulă din componența cuverturii de material ce acoperă un versant.

Aceste deplasări mici, individuale se datorează mai multor cauze: îngheț-dezghet; uscare-umezire; schimbările de volum datorate umidității sau variațiilor termice; creșterea și uscarea rădăcinilor plantelor etc. Procesul este greu vizibil (viteza de depunere a particulelor este cuprinsă între 0, 1-10-15 cm/an); la suprafața solului apar mici valuri. Deplasarea către aval a materialelor acționează asupra vegetației; trunchiurile copacilor se înconvoaie în încercarea de a-și păstra verticalitatea, întrucât rădăcinile sunt deplasate în aval.

Deraziunea este acțiunea de eroziune (mecanică) pe care o exercită o masă de roci sfărâmate sau o scoarță groasă de alterare ce se deplasează deasupra rocilor pe care le acoperă. Se produce deformarea lentă a capetelor de strat, șlefuirea rocilor etc., în timp îndelungat se formează văi de deraziune și îndoirea capetelor de strat prin creeping.

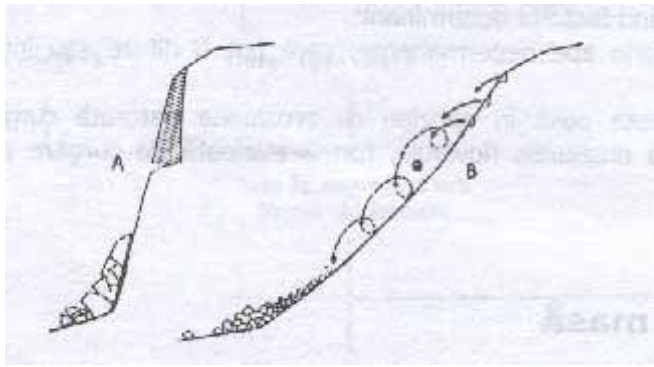
4. **SOLIFLUXIUNEA** (din Latină, *solum* = sol, *fluo* = curgere) este o deplasare lentă și în masă a unui strat supraumectat pe un pat de rocă înghețat.

Deplasarea se face între patul de rocă înghețat și stratul înierbat de deasupra, mai rezistent datorită țesăturii rădăcinilor covorului ierbos. Procesul se materializează prin valuri de solifluxiune foarte frecvente în regiunile polare și subpolare, unde există un orizont de permafrost care formează patul înghețat și un orizont de molisol care formează stratul mobil de deasupra.

Permafrostul este mai mare de 100m, iar cea a molisolului este de 1-2 m, solifluxiunea se produce în lunile de vară 2-3 luni/an; în regiunile temperate fenomenul se produce la altitudini mari, durează 2-3 săptămâni pe an. Când procesul este puternic pot să apară rupturi în

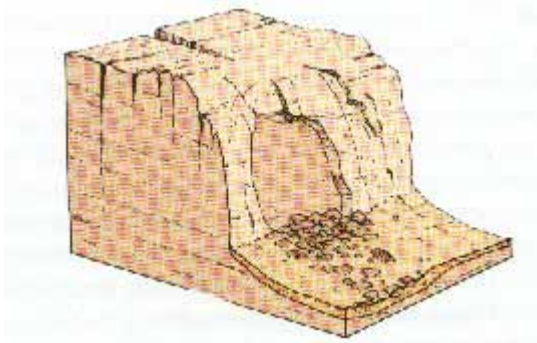
valul de solifluxiune; aceste valuri vor fi transformate în trepte de solifluxiune, moment în care

procesul devine periculos, pentru că scoate la zi grohotișul instabil din pătura de molisol. Formele de relief sunt de tipul **ondulărilor, ridurilor, valurilor, marghilelor și brazdelor** înalte de până la 0, 5m.

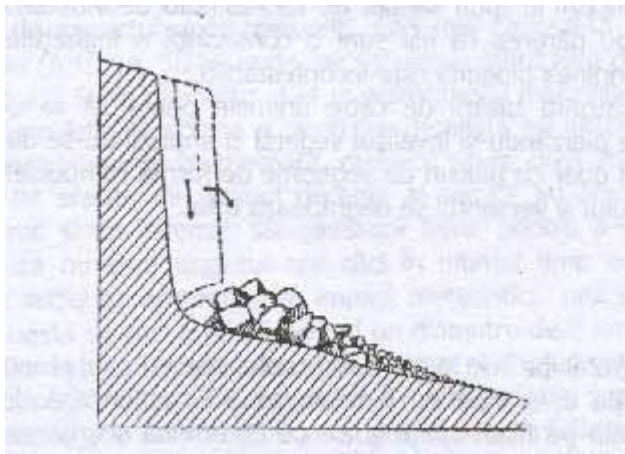


A- SURPARI

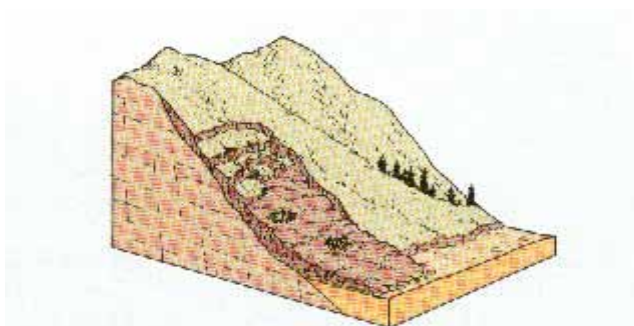
B- ROSTOGOLIRI



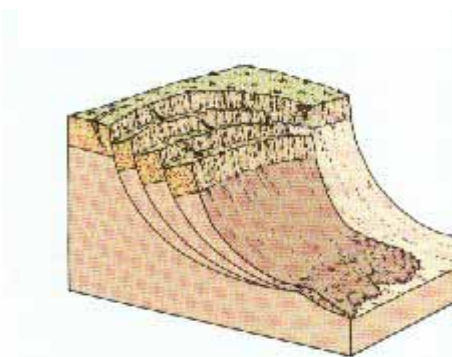
PRABUSIRI

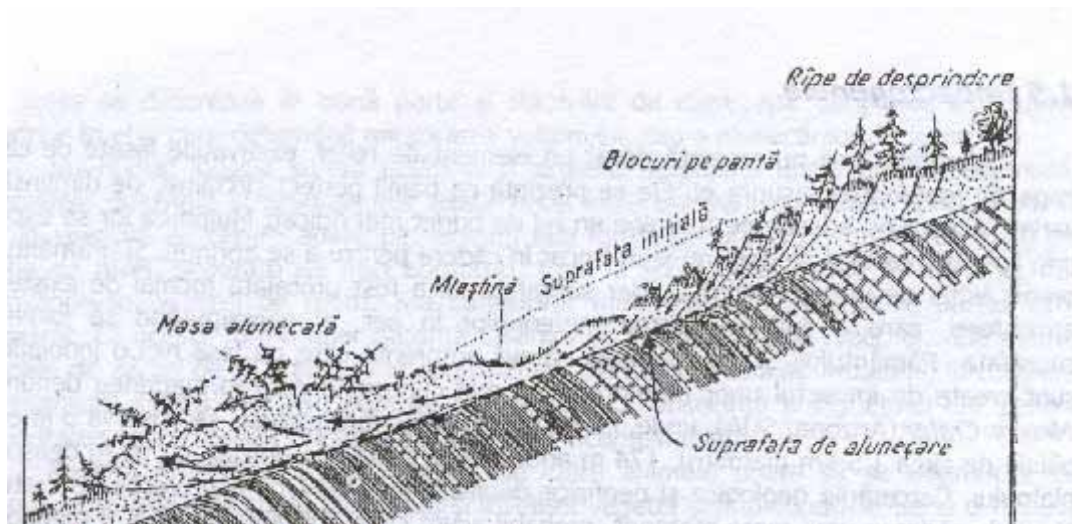


PRABUSIRI

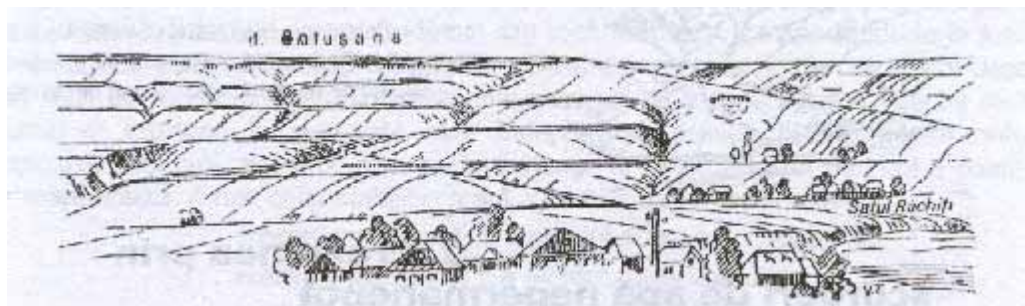


(C) A debris slide is the rapid movement of soil and loose rock

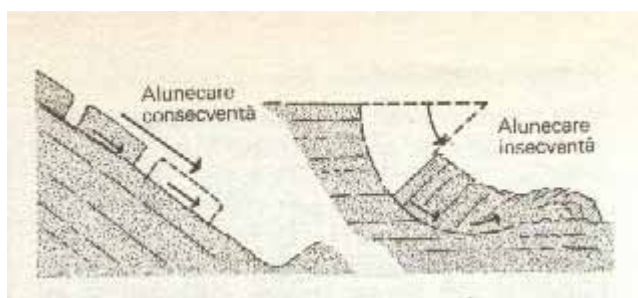


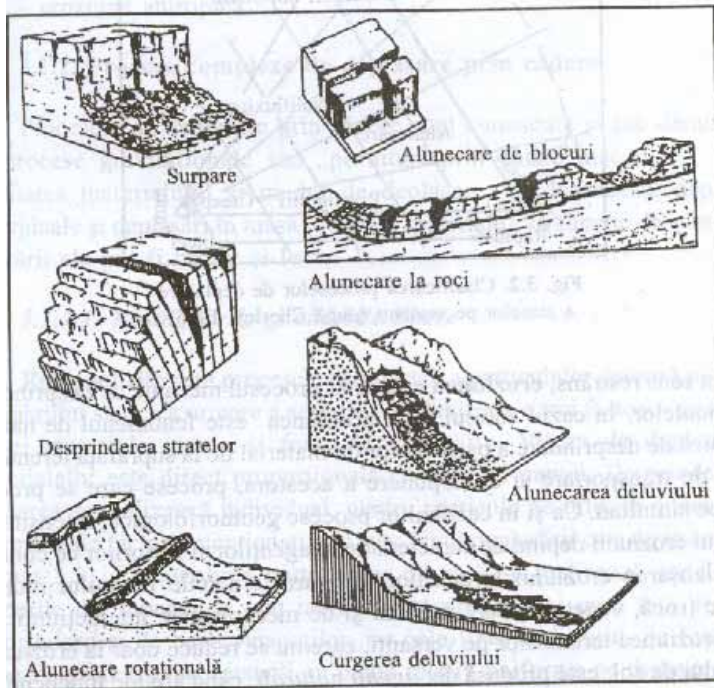


ALUNECARI DE TEREN

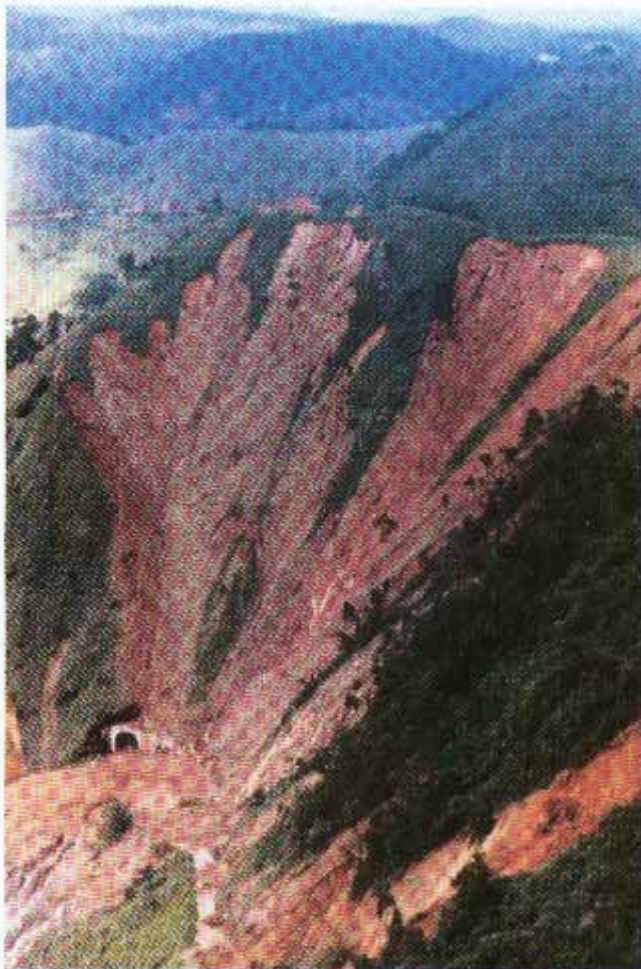


Alunecari in pseudoterase – BOTOSANI
(dupa M. Bleahu, 2002)

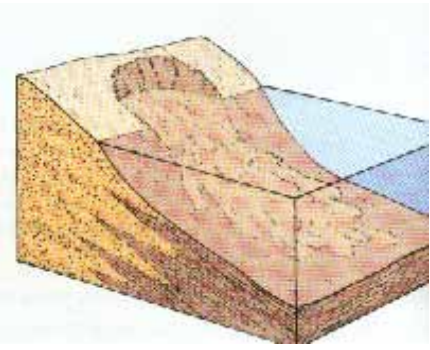
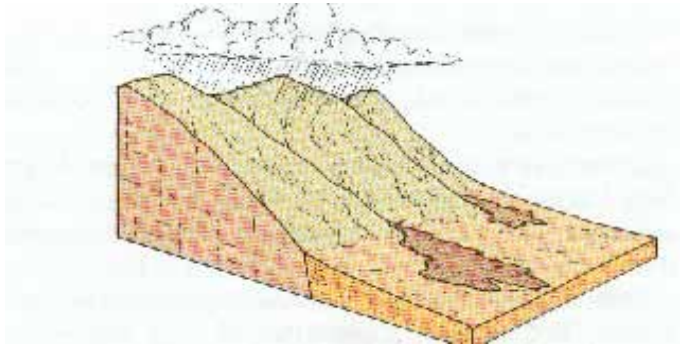




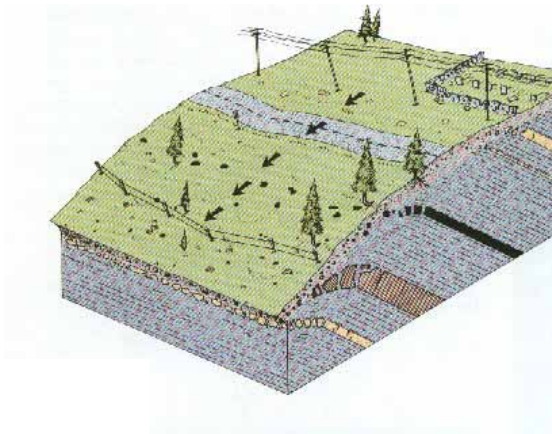
Tipuri de deplasari gravitationale. Clasificare de Varnes, citat de M. J. Selby, 1996.



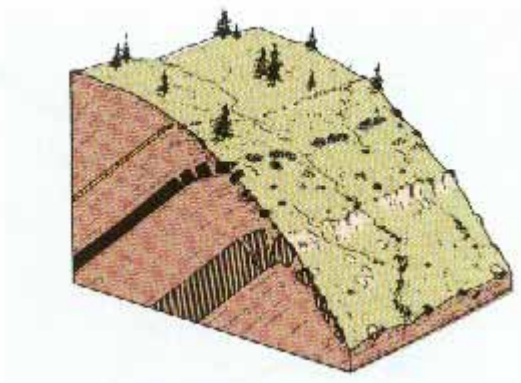
Curgere noroioasa – Brazilia (dupa W.Kenneth Hamblin, 1989)

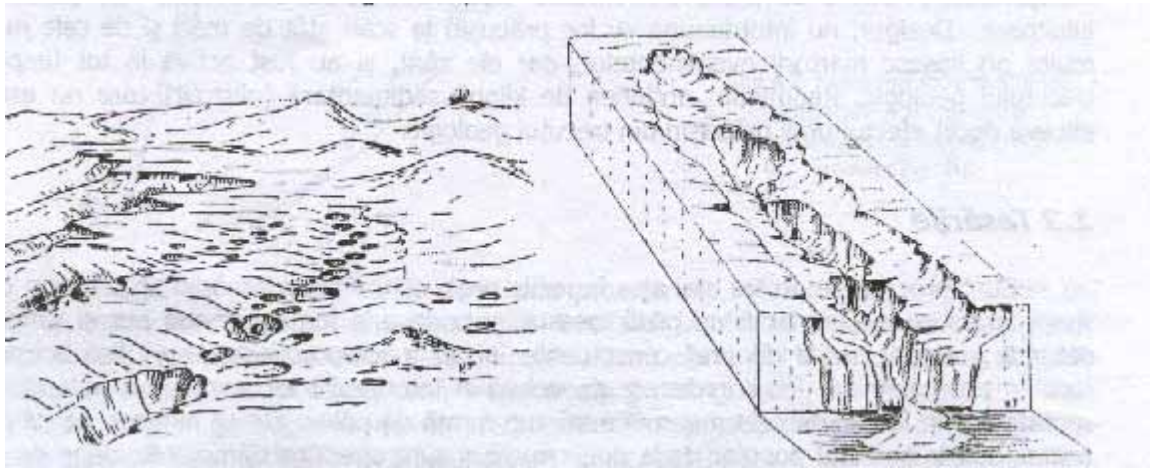


CURGERI NOROIOASE



CREEPING





1 . Siruri de palnii sufozionale

2 .Vale sufozionala
(dupa V. Tufescu)

CURS 4

MODELAREA VERSANȚILOR PRIN SCURGERI DE APĂ NEPERMANENTĂ

Modelarea versanților sub acțiunea apei nepermanente, provenită din ploi și topirea zăpezii, manifestată sub forma scurgerii de versant, este un proces complex care implică desprinderea materialelor, transportul acestora și depunerea lor.

Eroziunea hidrică pe versanți se produce evolutiv, având mai multe stadii:

- eroziunea produsă de picăturile de apă cu energie cinetică mare (impact erosion) - acest proces se numește - PLUVIODENUDARE;
- eroziunea în suprafață (sheet erosion) - când apa se scurge areolar sub forma unei pelicule subțiri, pe toată suprafața versantului și în lungul acestuia;
- eroziunea prin curenți concentrați (rill erosion, gully erosion) - când apa se concentrează linear în lungul unor canale elementare de eroziune.

PLUVIODENUDAREA reprezintă acțiunea de eroziune datorată picăturilor de ploaie. Picăturile de ploaie acționează asupra particulelor de la suprafața solului sau asupra rocilor cu care intră în contact. Desfășurarea procesului începe prin acțiunea de izbire a particulelor de sol de către picăturile de ploaie, apoi, datorită impactului, are loc dislocarea și împrăștierea particulelor. Aparent, acțiunea pare neînsemnată, dar este unul din cele mai eficiente procese de denudare, deoarece impactul particulelor este puternic (sunt puse în mișcare particule până la câțiva mm în diametru). Eroziunea terenurilor prin acțiunea picăturilor de ploaie depinde de:

mărimea picăturilor, viteza cu care cad, desimea lor și unghiul sub care ating solul. Energia cinetică a picăturilor de ploaie având masa **m** și viteza **v** poate fi calculată după formula $E = mv^2/2$; energia cinetică a picăturilor de ploaie se transformă în lucru mecanic care este consumat în mai multe direcții:

- în îndesarea agregatelor de sol;
- în distrugerea agregatelor de sol;
- în desprinderea particulelor din agregatele de sol și transportul lor odată cu apa la o anumită distanță de locul impactului (în mod obișnuit ele sunt ridicate câțiva decimetri și deplasate până la un metru de locul provenienței).

Masa picăturii de ploaie poate fi estimată prin diametrul picăturii; majoritatea picăturilor au diametre de 0, 2-0, 7 mm, dar pot ajunge la 5-6 mm.

Viteza de deplasare a picăturilor de ploaie depinde de masa picăturii și de forma picăturii.

**ENERGIA CINETICĂ A PICĂTURILOR DE PLOAIE ÎN FUNCȚIE DE
DIAMETRUL LOR** (după C. Barat, citat de J. Tricart, 1977)

Diametru [mm]	Greutatea picăturii mg	Viteza [m/s]	Energia cINETICĂ kgm
0,5	0,06	3,5	$0,37675 \cdot 10^{-6}$
1	0,52	4,4	5,03
2	4,16	5,9	72,40
3	14,04	6,9	344,24
4	33,28	7,7	986,28
5	65	8	2080
6	112,32	8,2	3776,19
7	178,36	8,4	6292,51

Efectul produs de aceste acțiuni de izbire-dislocare-împrășcare este maxim până când la suprafața solului se formează o peliculă de apă de trei ori diametrul picăturii de ploaie.

Cantitatea de particule desprinse depinde de proprietățile solului și rocii, precum și de gradul de acoperire cu vegetație. Acțiunea picăturilor de ploaie este maximă pe solul lipsit de vegetație sau în arătură.

De asemenea s-a constatat că rocile afânate, cu granule mici, sunt mult mai afectate decât cele cu granulație sau coeziune mare.

Pe terenurile acoperite cu pajiști sau sub pădure acțiunea de izbire a picăturilor de ploaie este aproape absent procesul, deoarece picăturile de apă nu ajung să lovească direct solul, energia lor cinetică fiind dispersată de vegetație.

În urma procesului de izbire-dislocare-împrășcare a picăturilor de ploaie nu rezultă nici o formă morfologică de relief, ci doar efecte: **distrugearea agregatelor de sol, eliberarea particulelor din agregatele de sol, dislocarea și transportul lor lateral** (peste 45% din particulele dislocate sunt deplasate în josul pantei); creează pe suprafața versanților materiale lipsite de coeziune, care sunt preluate și transportate în continuare în lungul versantului de către **SCURGEREA ÎN SUPRAFATĂ** (procesul de izbire-dislocare-împrășcare este premergător eroziunii în suprafață).

EROZIUNEA ÎN SUPRAFATĂ (spălarea) este procesul de evacuare sau transport executat de către apa de ploaie sau de către apa provenită din topirea zăpezii, care se scurge neconcentrat, pelicular pe întreaga suprafață a versantului. Această acțiune poartă și alte denumiri: **eroziune peliculară, eroziune difuză, eroziune areolară, denudație**.

Formarea scurgerii de suprafață începe atunci când cantitatea de precipitații depășește cantitatea de apă reținută pe versant prin:

1. cantitatea de apă reținută de vegetație;
2. cantitatea de apă acumulată în microdepresiuni;
3. cantitatea de apă infiltrată.

Odată cu declanșarea scurgerii apei pe versant, procesele de eroziune și transport legate de aceasta devin active.

Procesul de eroziune în suprafață este condiționat de o serie de factori: **de climă, de gradul de acoperire cu vegetație, panta, lungimea pantei, alcătuirea litologică, expoziția versanților și modul de folosință a terenului.**

Pentru estimarea eroziunii există numeroase formule de calcul în funcție de parametrii luați în considerare.

Efectul cel mai puternic al eroziunii în suprafață este îndepărtarea solului, la început eroziunea afectează orizonturile superioare, apoi pe cele profunde, putând ajunge la roca de bază, pe care o poate de asemenea afecta.

EROZIUNEA PRIN CURENȚI CONCENTRAȚI

ȘIROIREA este prima treaptă spre organizarea scurgerii. Șiroirea reprezintă ruperea continuității de apă aflată în curgere peliculară pe versant. Șiroirea este realizată sub forma unui păienjeniș de apă ce se strecoară printre neregularitățile solului. Eroziunea prin șiroire creează forme de relief incipiente și efemere sub forma șanțurilor de șiroire (cu lungimi până la 1 m); aceste forme se autodistrug după încetarea ploii.

Prin concentrarea elementară a șiroaielor de apă ia naștere (se formează) scurgerea în șiroaie, care face trecerea către scurgerea concentrată. Curgerea apei adunată sub formă de șuvoaie are o forță erozivă mai mare, adâncește șanțulețele, care cu atât mai mult au capacitate de a aduna apă, astfel că pe pantă în jos se transformă într-o rețea ce poate fi liniară sau arborescentă. Scurgerea în șuvoaie creează forme de relief numite **rigole** (rill-erosion) ce pot avea adâncimi de la 1-2 cm până la 20 cm și lungimi de zeci de m.

Șiroirea foarte avansată poate modela versanți întregi, lăsând în relief rocile mai rezistente la eroziune; astfel iau naștere piramidele de pământ care reprezintă porțiunile mai rezistente, neatacate de eroziune (ex. Râpa Roșie - Sebeș).

Un stadiu avansat față de rigolă îl reprezintă **OGAȘUL** (gully); acesta poate avea adâncimi de 2-3 m și lungimi de ordinul sutelor de metri (dar sub 1 km). Ogașele pot să apară ca formațiuni discontinue în lungul versantului, fiecare având o evoluție proprie.

EROZIUNEA PRIN RAVENARE

Ravenarea reprezintă un stadiu mai înaintat de evoluție al formei, ea rezultând din unirea ogașelor din lungul versantului și concentrând în interiorul ei toate șuvoaiele de apă ce se scurg pe versant. Ravenele au adâncimi mai mari de 2-3m, lungimi de peste 1 km și lățimi de ordinul zecilor de metri.

La o ravenă se conturează trei elemente:

- vârful ravenei (râpa de obârșie) - partea superioară cu abrupturi accentuate; este extrem de activă prin înaintarea spre amonte pe versant;
- canalul de scurgere al ravenei - la care se disting malurile abrupte, cu procese interne de spălare și surpări;
- gura ravenei, urmată de conul de dejecție rezultat din acumularea materialelor transportate provenite din eroziunea în lungul canalului de scurgere.

Eroziunea care se realizează în lungul ravenei apare sub cele trei forme ale sale: regresivă, liniară, laterală.

Eroziunea regresivă este dominantă în vârful ravenei, determinând alungirea acesteia și

degradarea unui spațiu din ce în ce mai mare din cadrul versantului.

Eroziunea liniară controlează adâncimea ravenei, procesul derulându-se prin retragerea pragurilor și rupturilor de pantă în lungul talvegului ravenei.

Eroziunea laterală afectează malurile ravenei ducând la lărgirea acesteia.

Eroziunea prin cele trei forme de acțiune determină creșterea cantității de material încorporat (determinând creșterea debitului solid al scurgerii).

Materialul transportat pe o ravenă activă este evacuat complet și depus la gura ravenei, sub forma conului de dejecție. Acest con de dejecție este constituit din materialele provenite din malurile și talvegurile ravenei și prezintă o sortare inversă față de materialele care formează conurile de grohotiș (fragmente de dimensiuni mai mari sunt depuse la gura ravenei, iar fragmentele cu dimensiuni mai mici din ce în ce mai departe de aceasta).

STADIILE DE EVOLUTIE ALE UNEI RAVENE:

1. stadiul incipient, care corespunde începutului formării scurgerii concentrate, direcționării acesteia pe anumite aliniamente și formarea unei forme incipiente de eroziune rigola (rigola mare); acest stadiu marchează tranziția de la efectul eroziunii în suprafață către eroziunea în lungul canalelor de scurgere.

2. stadiul de formare a ogașelor discontinue, ele evoluează independent în lungul versantului față de anumite baze locale de eroziune etajate pe versant.

În mod obișnuit, panta talvegului ogașului este aceeași cu panta versantului.

3. formarea ravenelor de versant prin integrarea într-o singură formațiune de eroziune a ogașelor. În lungul talvegului în acest stadiu se păstrează pragurile de eroziune și pragurile rezultate din unirea ogașelor dispersate anterior pe versant.

4. stadiul de realizare a profilului de echilibru dinamic, începe în momentul în care începe o uniformizare a talvegului ravenei prin dispariția pragurilor și prin diminuarea procesului de eroziune liniară din lungul canalului de scurgere.

În acest stadiu panta talvegului evoluează independent de panta versantului. Când se realizează un echilibru dinamic între potențialul de transport și potențialul de eroziune, pe fundul ravenei se instalează o pătură aproape continuă de aluviuni.

5. stadiul de stingere a ravenei, când, prin diminuarea pantei talvegului ravenei, capacitatea de transport a acesteia scade începând cu un proces de acumulare regresivă de la gura de vărsare a ravenei către amonte.

CLASIFICAREA

RAVENELOR: ✓ După mărime:

- MICI - adâncimi mai mici de 5m, lungimi de până la 300m, suprafață de alimentare până la 50 ha.

- MARI - au adâncimi până la 100m, lungimi până la 1km, suprafață de alimentare sub 100 ha.

- FOARTE MARI - adâncimi până la 30m, lungimi mai mari de 1km, suprafața de alimentare depășește 100 ha.

✓ După stadiul de dezvoltare:

- *Ravenele active în stadiul incipient;*
- *Ravenele active în stadiul evoluat;*
- *Ravenele stabilizate parțial;*
- *Ravenele stabilizate total.*

✓ **După poziția față de rețeaua hidrografică:**

- *Ravenele de versant* - sunt ravenele nou formate pe versanții din interiorul bazinelor hidrografice torențiale sau fluviatile, prin ele crește densitatea rețelei hidrografice din interiorul unui bazin și lungimea canalelor de scurgere.
- *Ravenele de vale* - a căror evoluție este legată de reactivarea vechilor văiugi. ✓ **După configurația în plan (Ireland, 1939):**
 - *Ravene liniare* - sunt lungi și înguste, au un vârf ascuțit și puține ravene secundare (tributari);
 - *Ravene sub formă de bulb* - sunt lungi și spatulate la vârf, dar pot deveni liniare în partea inferioară;
 - *Ravene dendritice* - cu numeroase ramificații în zona de obârșie;
 - *Ravene zăbrelete* - au brațe și tributari care intră în ravena principală în unghi de aproximativ 90°;
 - *Ravene paralele* - cu două sau mai multe brațe paralele care se unesc în ravena principală;
 - *Ravene compuse* - sunt o combinație de două sau mai multe dintre formele de ravene menționate mai sus.

✓ **După criteriul formei secțiunii transversale:**

- *Ravene cu secțiuni transversale în formă de U* - se formează în depozitele de loess, unde malurile se retrag prin prăbușire. Dacă există o capacitate redusă de transport a depozitelor dislocate din maluri, secțiunea transversală capătă o formă trapezoidală, întrucât se află mult material stocat la baza malurilor de ravenă.
- *Ravene cu secțiuni transversale în formă de V* - se dezvoltă acolo unde depozitele sunt relativ rezistente la eroziunea liniară. Dacă prin adâncire se atinge suprafața rocii *in situ* ori are loc o acumulare pe fundul ravenei, secțiunea devine rectangulară. Secțiunile transversale în formă de V se formează când malurile sunt puternic atacate de ogașe, șiroiri, spălări și piping (sufoziuni).

Între aceste două tipuri există mai multe forme intermediare.

Rigola, ogașul, ravena sunt forme care se mențin și se dezvoltă în cadrul versanților; determină fragmentarea versanților și produc degradarea suprafeței acestora; prin lărgirea regresivă a ravenelor sunt scoase din folosință numeroase terenuri.

CONSECINȚELE EROZIUNII ÎN SUPRAFAȚĂ

Sub aspect geomorfologic, prin aceste procese de eroziune și transport areolare se asigură și se controlează întreaga evoluție a versanților în funcție de parametrii morfometrici și litologici ai acestora.

Evoluția versantului poate să îmbrace două direcții: fie o retragere paralelă cu el însuși; fie o diminuare treptată a înclinării versantului către un profil de echilibru.

Eroziunea în suprafață are efecte spectaculoase, deoarece se întâlnește în toate zonele morfoclimatice ale globului, cu excepția uscatului situat sub ghețari. Produce o eroziune lentă, neobservabilă a solurilor, care se repercutează însă asupra asociațiilor vegetale naturale și cultivate care acoperă versantul. Pierderile de sol care se realizează pe suprafețe întinse și în toate regiunile aduc prejudicii mari agriculturii (sub culturile agricole solul este mai puțin protejat decât cel situat sub vegetația naturală); datorită îndepărtării orizontului fertil este diminuată productivitatea solului.

Ex: în urma unei ploi torențiale într-o regiune afectată de eroziune, pe un teren în pantă, se pierd 1, 6-2 mm de sol, iar pe un teren arabil 2, 5-5 mm de sol. Astfel, în 25- 30 de ani pot fi înlăturați 20-30 cm de sol, care în mod natural poate fi refăcut în aproximativ 3000 ani.

DETERMINAREA EROZIUNII ÎN SUPRAFAȚĂ

1. METODA PEDOLOGICĂ - are la bază cartarea solurilor și compararea profilelor de sol etalon în evoluție normală.

În funcție de orizonturile de sol erodate, există o clasificare a solurilor erodate ce cuprinde 5 clase de eroziune.

CLASA DE SOL ERODAT	CRITERIILE	CONSECINȚELE EROZIUNII ÎN CLASA RESPECTIVĂ
<u>Soluri cu eroziune neapreciabilă</u>	<25 % din orizontul A de sol a fost înlăturat prin eroziune	<ul style="list-style-type: none"> • Recoltele de pe aceste terenuri scad cu până la 10% • Grosimea solului erodat este până la 3mm/an
<u>Soluri cu eroziune moderată</u>	25-50 % din orizontul A a fost erodat	<ul style="list-style-type: none"> • Recoltele scad cu peste 25 % • Grosimea de sol erodat este de 5mm/an
<u>Soluri cu eroziune puternică</u>	Erodarea completă a orizontului A și parțială a orizontului următor	<ul style="list-style-type: none"> • Producțiile agricole scad la 50 % la păioase și 70 % la plante prășitoare • Grosimea de sol erodat ajunge la 8 mm/an
<u>Soluri cu eroziune foarte puternică</u>	Erodarea completă a orizontului B și parțială a orizontului următor	<ul style="list-style-type: none"> • Recoltele scad cu >50 % la păioase, >70% la prășitoare • Grosimea solului erodat este mm/an
<u>Soluri cu eroziune excesivă</u>	Erodarea completă a orizontului de sol	Scoaterea teritoriului din circuitul agricol

2. MĂSURĂTORI CANTITATIVE – pe parcele experimentale; acestea se amenajează în lungul versantului în funcție de înclinarea versantului, de tipul de sol, de modul de utilizare a versanților.

Parcelele au minim 10 m², iar lungimea trebuie să fie de 5 ori mai mare decât lungimea parcelei. La baza parcelei se amenajează un colector în care se adună apa și solul erodat de pe parcela respectivă. În apropierea acestor parcele se instalează pluviografe care înregistrează cantitatea și durata fiecărei ploi.

În urma acestor măsurători se obțin: cantitatea de precipitații, cantitatea de apă scursă pe parcelă și colectată la baza ei, cantitatea de sol erodat. Se stabilesc legături directe prin coeficienți de corelare între cantitatea de sol erodat și ceilalți parametri.

3. CALCULE TEORETICE

Formula universală a eroziunii (Wischmaier, 1960) pentru estimarea eroziunii medii anuale:

$$E_r = k \cdot L^m \cdot I^n \cdot S \cdot C \cdot C_s$$

E_r = eroziunea solului; k = indicator de agresivitate pluvială; S = indicator al erodabilității solului; C = indicator al protecției oferit de culturi; C_s = indicator al efectului lucrărilor antierozionale; I = panta medie a versantului %; L = lungimea versantului (m);

Această formulă a fost adaptată de ing. M. Moțoc:

$E = k \cdot S \cdot C \cdot C_s \cdot L^{0,3} \cdot I^{1,4}$ ($m=1, 2 - 1, 7$; $n=0, 2 - 0, 3 \rightarrow 0, 7 - 0, 8$) k = coeficientul de agresivitate a fost calculate pentru țara noastră:

- 0, 06 pentru Câmpia și Dealurile de Vest;
- 0, 12-0, 14 pentru cea mai mare parte a regiunilor de câmpie și deal;
- 0, 15-0, 16 pentru Carpații Meridionali și Orientali.

CLASIFICAREA SOLURILOR ÎN RAPORT CU ERODABILITATEA
(F. Grecu, 2004)

Clasa	Caracterizarea solului	Valoarea coeficientului de corecție pentru erodabilități în formula de calcul a eroziunii
1	Soluri foarte puternic sau excesiv erodate cu coeziune mică, fără structură.	1, 2
2	Soluri foarte puternic sau excesiv erodate cu coeziune mică, slab structurate.	1, 0
3	Soluri puternic sau foarte puternic erodate, cu coeziune mijlocie sau slab și moderat erodate cu coeziune mică.	0, 8
4	Soluri puternic sau foarte puternic erodate, cu coeziune mare, bine structurate, profil puternic dezvoltat.	0, 7
5	Soluri slab sau moderat erodate, cu coeziune mijlocie, profil puternic dezvoltat, roca mamă friabilă.	0, 7
6	Soluri slab sau moderat erodate cu coeziune mare, structură bună, profil puternic dezvoltat, roca mamă friabilă.	0, 6

PREVENIREA ȘI COMBATERICA EROZIUNII ÎN SUPRAFAȚĂ

Măsurile pentru prevenirea și combaterea eroziunii în suprafață au în vedere menținerea procesului sub control, până la limita maximă admisibilă în funcție de categoria de teren; aducerea terenurilor degradate în limitele accesibile de folosire. Aceste obiective pot fi realizate prin eliminarea și diminuarea cauzelor care provoacă procesul de eroziune în suprafață, precum

și a efectelor. Aceste obiective se pot realiza prin:

1) Metode de prevenire - se referă la organizarea teritoriului agricol în așa fel încât să elimine pe cât posibil eroziunea în suprafață de pe terenurile în pantă.

2) Metode de combatere - care urmăresc atât înlăturarea cauzelor cât și înlăturarea efectelor scurgerii de suprafață. Pentru micșorarea efectului proceselor de izbire și de distrugere a solului de către picăturile de ploaie, terenurile afectate trebuie cultivate cu ierburi, cereale păioase, vegetație arbustivă, care să se constituie într-un ecran protector între sol și picăturile de ploaie. Diminuarea scurgerii pe versant și împiedicarea organizării scurgerii concentrate pot fi obținute prin mai multe tipuri de lucrări:

- agrotehnice;
- silvotehnice;
- hidrotehnice;

Lucrările agrotehnice se referă, în primul rând, la **aratul în lungul curbelor de nivel**, la **brăzduirea versanților** (arătura adâncă, până la 50 cm, se face la anumite distanțe în lungul versantului, în funcție de înclinarea și lungimea versantului), **afânarea solului** (făcută toamna, după recoltare - mărirea capacității de infiltrare și reținere a apei în sol).

Lucrări silvotehnice - urmăresc reținerea apei din precipitații, diminuarea scurgerii pe versant, împiedicarea concentrării apei pe anumite aliniamente, realizarea unor perdele forestiere în lungul versantului, între care se amenajează perdele de cultură agricolă, distanța dintre perdele în funcție de volumul de apă scurs pe versant, pe lungimea și înclinarea versantului.

Lucrări hidrotehnice - se aplică pe terenurile unde procesul de eroziune este foarte puternic. Aceste lucrări sunt: **canale de coastă** (șanțuri săpate în lungul curbelor de nivel, care au drept scop reținerea apei scurse de pe versant). Aceste canale sunt prevăzute cu instalații de evacuare către canalele colectoare. **Terasele artificiale sau agroterasele** (trebuie ținut seama de constituția geologică a terasei, dacă solul este alcătuit din roci argiloase, rezultă procese de alunecare).

ORGANISMELE TORENȚIALE ȘI EROZIUNEA PRODUSĂ DE CĂTRE ACESTEA

Termenul de **torent** definește atât cursul de apă rapid și temporar, cât și forma de relief creată pe pante înclinate de către curgerea temporară.

Sub raport geomorfologic, torentul reprezintă forma de relief creată prin asocierea de ogașe și ravene, care se concentrează către un canal de scurgere colector, în lungul căruia se realizează transportul de apă și materiale erodate.

Sub raport hidrologic, este un curs natural de apă cu scurgere intermediară, care se formează prin asocierea multiplelor ravene și ogașe, organizându-se într-un bazin hidrografic elementar.

Agentul care controlează întreaga activitate morfogenetică a unui torent este apa curgătoare provenită din ploii și topirea zăpezilor. La bazinele torențiale mari se mai adaugă uneori și apa provenită din pânza freatică prin izvoare.

Forța care determină intensitatea și durata proceselor este cea hidrodinamică.

Procesele care se derulează în cadrul organismului torențial și care determină mobilitatea dinamică a acestuia sunt: eroziunea (eroziunea în suprafață, eroziunea liniară, eroziunea regresivă, eroziunea laterală), transportul și acumularea.

Spre deosebire de ravene, care nu au un bazin de recepție, ci numai canal de scurgere, torentul, prin existența acestui bazin de recepție, poate colecta un volum mult mai mare de ape. Acest volum de apă este colectat, la rândul lui, la baza bazinului de recepție (acolo unde se concentrează ravenele și ogașele care formează acest bazin de recepție). Cantitatea mare de apă

colectată este evacuată printr-un canal de scurgere, care are o pantă mare (mai mare decât cea a bazinelor fluviale).

Valoarea cantitativă a volumului de apă scurs în lungul unui torent depinde, pe de o parte,

de cantitatea de precipitații, iar pe de altă parte de suprafața de colectare a bazinului torentului.

Condițiile care favorizează dezvoltarea torenților: **versanți cu pante mai mari de 10°** (pe care se poate organiza o scurgere liniară, rapidă), **lipsa sau slaba dezvoltare a vegetației, precipitații bogate care au caracter torențial, roci și depozite ușor de erodat, activități antropice** (despăduriri, secționări de versanți) etc.

ELEMENTE COMPONENTE ALE UNUI TORENT

1. Bazinul de recepție - este partea superioară a torentului; alcătuit din asocierea de ogașe și ravene, care converg la baza bazinului de recepție, de unde începe canalul de scurgere.

Multitudinea de ogașe și ravene asigură bazinului de recepție un potențial morfodinamic foarte mare, asigurat de procesele de ravenare din cadrul fiecărei formațiuni torențiale.

În cadrul bazinului de recepție predomină procesele de eroziune:

Eroziunea regresivă este foarte activă, aceasta acționând la fiecare ruptură de pantă din lungul ravenelor. Eroziunea regresivă este deosebit de intensă în toată zona de obârșie a torentului. Eroziunea regresivă din zona de obârșie determină schimbarea limitelor bazinului, încorporând spații din ce în ce mai noi de pe versant (are loc lungirea și retragerea către amonte a bazinului torential).

Această retragere către amonte (părțile superioare ale versantului) este amplificată și de apariția proceselor de prăbușire și de alunecările de teren din vârful fiecărei ravene.

Materialul dislocat și transportat de ravenele componente ale bazinului de recepție este transportat odată cu torentul de apă către CANALUL DE SCURGERE.

Eroziunea liniară, prin care se asigură adâncirea permanentă a canalului de scurgere a fiecărei ravene în parte.

2. Canalul de scurgere asigură transportul debitului lichid și debitului solid provenite din bazinul de recepție. Raportul dintre cantitatea de material evacuat prin canalul de scurgere și cantitatea de material furnizată de bazinul de recepție, depinde de viteza de curgere în lungul canalului torențial, care la rândul ei, depinde de pantă (panta este cea care reglează în permanență acest raport).

Procesele care au loc în cadrul canalului de scurgere:

- eroziunea liniară în lungul canalului;
- eroziunea regresivă la fiecare ruptură de pantă existentă în lungul canalului de scurgere;
- eroziunea laterală prin care se realizează retragerea malurilor sau versanților torentului și lărgirea canalului.

3. Conul de dejecție (AGESTRUL) este forma rezultată în urma procesului de acumulare; se formează la gura de vărsare a canalului de scurgere.

Mărimea conului și granulometria materialelor din care este format depinde de stadiul de evoluție a torentului, de natura rocilor în care este „încrustat” torentul și de mărimea viiturilor.

STADIUL DE EVOLUȚIE AL TORENTULUI

Torenții cu profil longitudinal neechilibrat au capacitate de eroziune și transport mare, ceea ce duce la acumulări însemnate de material în conul de dejecție. În schimb, torenții ajunși la un profil de echilibru, la care canalul de scurgere este mai uniform, nu prezintă rupturi de pantă, aportul de material la gura de vărsare este mult diminuat. Torenții ce se află într-un stadiu de evoluție avansat - *faza de stingere a torentului* - se caracterizează prin pante foarte mici în zona inferioară a canalului de scurgere. În acest stadiu predomină procesele de acumulare de la gura de vărsare, care se dezvoltă regresiv în lungul canalului de scurgere. Materialele, în cea mai mare parte, se depun în canalul de scurgere și mai puțin în conul de dejecție.

COMBATEREA PROCESELOR DE EROZIUNE TORENȚIALĂ

Aceste lucrări se referă atât la ravene, cât și la torenți, datorită faptului că scurgerea și procesele de eroziune, în ambele cazuri, se desfășoară, în mare, după aceleași legi.

Ca și la eroziunea în suprafață și lucrările de combatere a eroziunii torențiale urmăresc, pe de o parte, diminuarea sau eliminarea completă a cauzelor care determină procesul și, pe de altă parte, diminuarea sau eliminarea efectelor proceselor de eroziune.

Ca și la eroziunea în suprafață, deosebim, în funcție de tipul lucrărilor antierozionale, 2 tipuri: - **agrosilvotehnice**, - **hidrotehnice**.

1. Lucrările agrosilvotehnice au drept scop împiedicarea scurgerii și concentrării scurgerii în vârful ravenei și al bazinelor de recepție ale torenților.

Ca lucrare silvotehnică amintim împădurirea suprafeței de alimentare a vârfului, dar acest procedeu se folosește în cazul în care ravenele și bazinele torențiale se dezvoltă pe suprafețe înclinate, cu panta mai mare de 30 %, suprafețe care nu pot fi folosite agricol. În locul împăduririi complete se folosesc perdele forestiere, iar suprafața dintre ele poate fi folosită agricol. Și pădurile și perdelele forestiere au drept scop împiedicarea scurgerii apei în vârful ravenei.

Lucrări agrotehnice: - brățduirea,
- valurile de pământ,
- canale de coastă.

La canalele de coastă, dacă terenul este argilos, cu posibilitate de alunecare, apa acumulată în canalul de scurgere trebuie evacuată, prin conducte și canale de scurgere laterale.

2. Lucrările hidrotehnice sunt mai pretențioase, mai costisitoare și de obicei urmăresc înlăturarea și diminuarea efectului de eroziune.

Tipul de lucrare hidrotehnică se alege în funcție de mărimea formațiunii torențiale și în funcție de parametrii hidrologici ai scurgerii (debit lichid, debit solid), dar și în funcție de poziția, amplasamentul lucrării în lungul formațiunii de eroziune.

În funcție de acest ultim aspect deosebim:

a) lucrări efectuate în vârful ravenei, care urmăresc diminuarea sau eliminarea completă a eroziunii regresive și deci a extinderii în lungul versantului a formațiunii torențiale.

Pentru acest lucru în râpa de la vârful ravenei se construiește un sistem de baraje în cascadă, care realizează în cele din urmă colmatarea vârfului ravenei.

Peste materialele acumulate în primul baraj, se constituie un al doilea baraj și un al treilea sau al patrulea prin care practic întregul vârf al ravenei este colmatat cu propriile alunecări.

După umplere (colmatare) se intervine cu lucrări silvotehnice de fixare a acumulărilor din spatele barajului și de împădurire a vârfului ravenei.

b) Lucrări efectuate pe canalul de scurgere al ravenei sau pe canalul de scurgere torențial, urmăresc diminuarea pantei de scurgere și înlăturarea procesului de eroziune prin amenajarea așa-ziselor baraje de compensare a pantei.

În spatele lor se acumulează materialul transportat de ravenă, micșorându-se porțiunea dintre baraje, pante (se măsoară viteza de scurgere, crește ponderea procesului de acumulare).

În funcție de dimensiunea canalului de scurgere torențial și al ravenei, în funcție de parametrii hidrologici ai scurgerii (debit lichid, debit solid) se folosesc diferite tipuri de baraje de compensare a pantei.

Cleionaje (cele mai simple) - aceștia sunt pari făcuți din esențe moi (salcie, plop) bătuți transversal pe secțiunea ravenei între care se realizează o împletitură de nuiele.

Garnisajul - este reprezentat prin unul sau două rânduri de țăruiși sau pari încastrați transversal în albie și între care se așează nuiele.

Fascinajul - este alcătuit din snopi de nuiele care pardosesc ca o saltea fundul canalului de scurgere. Fixarea lor se face tot cu țăruiși de esență moale (să prindă și să poată vegeta). Fasciculele se așează întotdeauna cu vârfurile spre amonte. Acestea sunt avantajoase deoarece materialul folosit este la îndemână, odată cu putrezirea nuielelor acești țăruiși se prind și ele devin obstacole în calea materialelor. După compensarea completă a pantei se aplică și aici lucrări de fixare prin vegetație a materialului transportat de torenți.

Garnisajele pentru ravenele tăiate în formațiuni sedimentare mai fine, ce transportă un material fin;

Cleionajele pentru ravenele ce transportă material mai grosier.

Fascinaj pentru ravenele cu pantă mică și nivel de viitură redus.

Un alt tip de baraj ce nu se mai folosește lemnul, ci tot un material local - **gabioane**.

Gabioanele sunt plase de sârme care se montează transversal față de formațiunea torențială și între care se așează pietrișuri, bolovănișuri care și ele pot să rețină materialele în spatele lor.

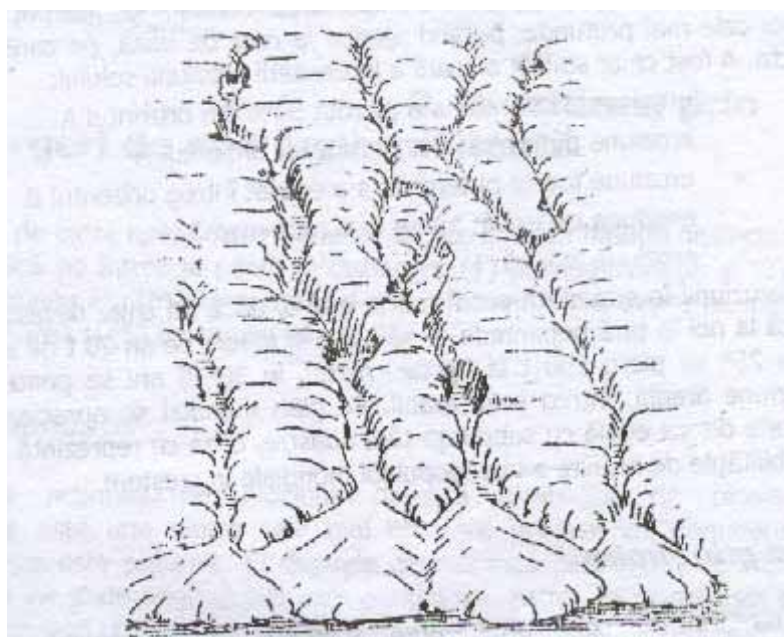
Acestea sunt folosite în regiunile montane lipsite de pădure, dar unde există suficient bolovăniș.

Pentru formațiunile torențiale mari și care afectează construcții sau căi de comunicație, compensarea pantei se face prin baraje de beton, baraje de piatră sau de cărămidă. Se folosesc și pentru amenajarea bazinelor torențiale care debusează în lacurile de acumulare (pentru împiedicarea colmatării).

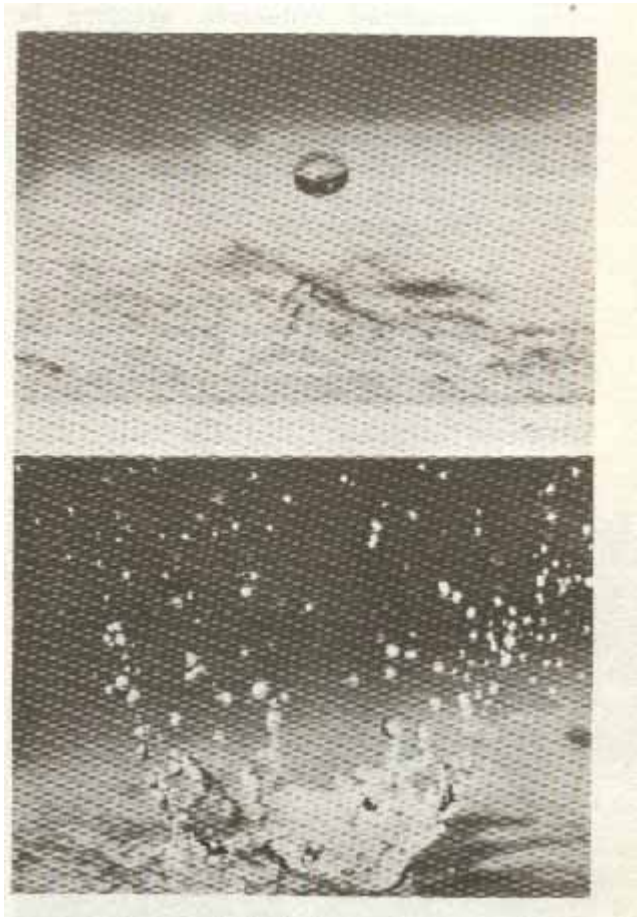
DIFERENȚELE EFLUENȚEI ALUVIONARE PE FORME DE EROZIUNE ȘI ZONE NATURALE ÎN ROMÂNIA

(M. Radoane, N. Radoane, I. Ichim, V. Surdeanu, 1999)

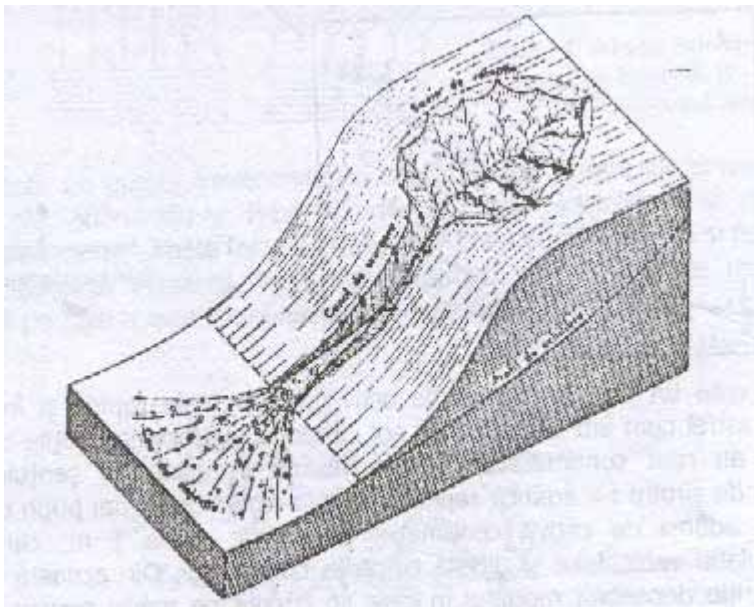
Forme de eroziune	Eroziune totala		Coeficient de efluenta	Efluenta aluviunilor	
	mil. tone	%		mil.tone	%
Eroziunea in suprafata	61,8	49,0	0,26	16,1	38,2
Eroziunea in adancime	29,8	23,6	0,46	13,8	31,0
Alunecari	15,0	12,0	0,35	5,2	11,6
Eroziunea in adancime si alunecari	6,8	5,4	0,40	2,7	5,9
Eroziunea in maluri si alpii	12,6	10,0	0,54	6,8	15,3
Total	126	100,0	0,35	44,6	100,0



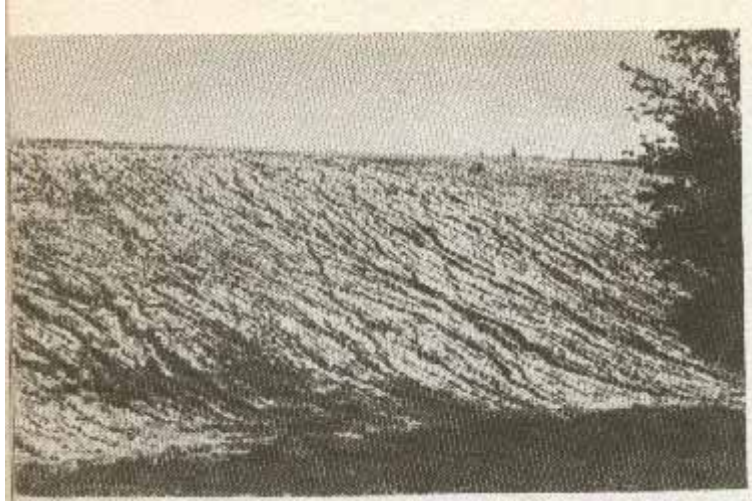
Formarea micilor rigole de siroire (dupa M. Bleahu,2002)



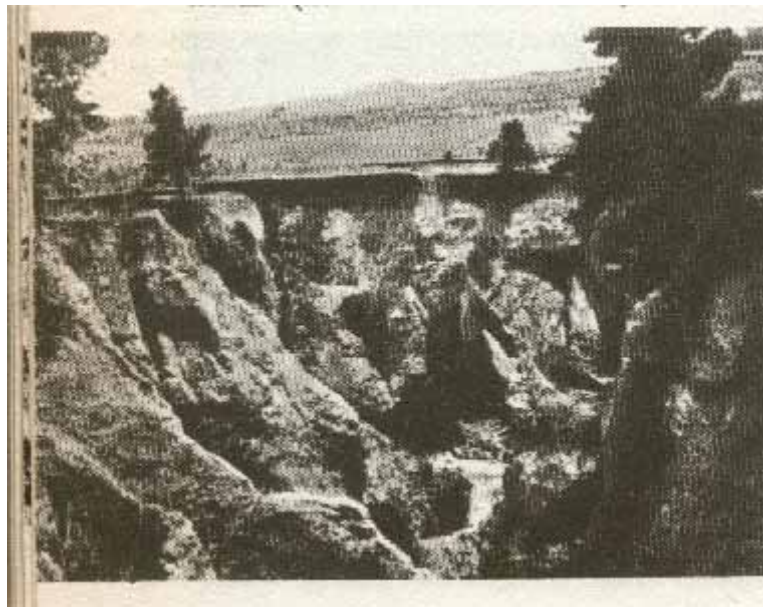
Picatura de ploaie ce cade pe o suprafata umeda a solului



Organism torential



Rigole inguste pe un versant dezgolit, indicand o eroziune puternica
(dupa Soil Conservation Service)



Ravina sapata in orizontul superior puternic degradat (dupa Soil
Conservation Service)



Eroziune datorata rigolelor si torentilor

CURS 5

RELIEFUL FLUVIATIL

Relieful fluviatil este rezultanta scurgerii concentrate și permanente a apei în canale de scurgere.

Ca și în cazul torenților, procesele sunt determinate de curgerea concentrată a apei în lungul unui canal de scurgere.

Spre deosebire de torenți, unde scurgerea și procesele durează atât timp cât plouă, după care procesul încetează, procesele fluviatile sunt permanente.

În al doilea rând, bazinele torențiale și canalele de scurgere torențială sunt mult mai mici decât ale râurilor și fluviilor; ele se extind doar pe o singură unitate de relief sau pe suprafețe restrânse din aceeași unitate de relief, motiv pentru care avem organisme torențiale în regiunile de munte și în regiunile de deal.

FLUVIILE - traversează mari unități de relief, asigurând transferul de apă și materiale, din domeniile continentale către domeniile oceanice. Fluviile au ca nivel de bază nivelul oceanic, mult mai stabil decât nivelul de bază local de la gurile de vărsare ale torenților.

Toate procesele fluviatile au ca agent apa curgătoare concentrată în lungul unui canal de scurgere, care formează un curent de apă continuu și permanent.

Procesele sunt controlate de forța hidrodinamică, iar aceasta, la rândul ei, depinde de volumul de apă, deci de debitul lichid și de viteza de curgere a apei, care, la rândul ei, depinde de panta albiei fluviatile.

Această energie hidrodinamică pe care o înmagazinează curgerea fluviatilă, constituie forța brută a curentului de apă, care **poate fi consumată**:

- prin frecare internă între moleculele de apă, valoarea ei fiind în funcție de vâscozitatea și turbulența lichidului;
- prin frecare externă, la contactul cu malurile și cu patul albiei, adică în lungul perimetrului ud al albiei;
- pentru transportul materialelor solide încorporate curentului de apă.

Forța netă este acea energie rămasă, capabilă să erodeze, adică forța brută minus forțele de frecare și forța de transport al aluviunilor. În funcție de valoarea acestei forțe consumate de râu pe anumite tronsoane ale albiei fluviatile pot apărea situații diferite:

- Forța netă are *valoare pozitivă* ($F_n > 0$), în această situație predomină procesul de eroziune și transport;
- Forța netă este *nulă* ($F_n = 0$), reprezintă situația de echilibru, energia de care dispune râul fiind suficientă doar pentru transportul apei și materialelor;
- Forța netă este *negativă* ($F_n < 0$), respectiv forțele de frecare sunt mai mari decât

forța brută, râul depune, are loc procesul de acumulare prin diminuarea capacității de transport.

Ținând seama de cele de mai sus, vom avea:

$$F_b = Q \cdot V^2, \quad \text{unde}$$

F_b = forța brută; Q = debit; V = viteza apei
Dar, $Q = S \cdot V$, unde S = suprafața udată

În aceste condiții, obținem formula forței brute și a forței nete:

$$F_b = S \cdot V^3 \quad \text{iar}$$

$$F_n = F_b - (F_{fr. \text{ int.}} + F_{fr. \text{ ext.}} + F_{tr.})$$

PROCESELE FLUVIATILE

Apa râului în deplasarea ei în lungul albiei realizează trei procese: EROZIUNE, TRANSPORT, ACUMULARE.

Eroziunea fluvială este procesul prin care este realizată forma de relief fluvial - VALEA.

Eroziunea este responsabilă de adâncirea și lărgirea văilor fluviale; se disting astfel două tipuri de eroziune fluvială: eroziune liniară și eroziune laterală.

a) **Eroziunea liniară** se realizează în lungul curentului principal al cursului de apă și determină adâncirea văii în lungul canalului de scurgere prin dislocarea și evacuarea fragmentelor de rocă (se numește și eroziune în adâncime).

Procesul de eroziune liniară se poate realiza în mai multe moduri în strânsă legătură cu tipurile de scurgere și de transport, care la rândul lor depind de pantă, forma albiei, debit (lichid, solid).

Cele mai importante forme de relief create de eroziunea în adâncime sunt talvegul și albia minoră, iar din adâncirea continuă rezultă versanții văii.

Eroziunea în adâncime este foarte activă, acolo unde panta talvegului este mai mare; tronsoanele foarte înclinate sunt erodate cu putere, ceea ce determină retragerea pantelor către amonte. Acest tip de eroziune se numește **eroziune regresivă** și este prezent la obârșia tuturor bazinelor torențiale care intră în componența unui bazin hidrografic fluvial. Prin eroziunea regresivă are loc în special extinderea bazinului hidrografic, fie în detrimentul interfluviilor, fie prin captări în detrimentul altui bazin hidrografic.

Tot datorită eroziunii în adâncime, în lungul canalului de scurgere apar o serie de forme: adâncituri (datorită curgerii turbulente), marmite (create de vârtejuri), surplombe (la baza cascadelor), repezișuri (datorate asperităților rocilor mai dure), praguri (când benzile de roci dure sunt intersectate de albie), cascade (impuse în falii sau de roci cu densități diferite).

b) **Eroziunea laterală** este procesul prin care apa râului acționează asupra malurilor. **Eroziunea laterală este cea care controlează lărgirea albiilor fluviale și a văilor.**

Eroziunea laterală devine foarte activă pe măsură ce se atenuază cea în adâncime.

Eroziunea laterală este cea care controlează evoluția meandrelor și care impune în ultimă instanță lățimea albiei și lățimea luncii.

Când malurile sunt formate din roci moi, văile se lărgesc mult, apropiindu-se unele de altele.

Baza versanților, datorită eroziunii laterale, poate fi atacată, formându-se surplombe.

Eroziunea laterală poate crea la baza versanților surplombe, care ulterior se vor prăbuși, sau, atacând baza versanților prin roadere, poate amplifica sau declanșa procese de alunecare în lungul versantului.

TRANSPORTUL

Transportul reprezintă acțiunea principală a râului, deoarece el controlează procesele de eroziune și acumulare.

Transportul se interpune ca un proces intermediar între cel de eroziune și cel de acumulare.

Prin transport râul evacuează propriile materiale dislocate, dar și materialele provenite de pe versanți, prin eroziune în suprafață, ravenare, torențialitate și deplasare individuală sau în masă în lungul versanților.

Capacitatea de transport a unui râu, exprimă **cantitatea totală de materiale** pe care un râu o poate transporta în lungul albiei (în toate cele trei moduri transport de fund, suspensie, soluție).

Competența de transport a unui râu se referă la **mărimea, dimensiunea aluviunilor** pe care un râu le poate transporta la un moment dat. Competența de transport este în funcție de debit și de viteza de curgere, deci de panta profilului longitudinal al cursului de apă.

Raportul dintre capacitate și competența de transport se modifică în lungul unui râu. Râurile din regiunile muntoase, cu pante mari, au capacitate mare de transport, iar în zonele de câmpie cu pante reduse, capacitatea este mică.

De asemenea capacitatea de transport în timpul viiturilor este mare (pot fi deplasați bolovani mari), iar în timpul perioadelor secetoase este redusă.

În funcție de viteză a fost calculată competența apei de transport.

Viteza apei	Diametrul particulelor
0, 15 m/s	0, 1 mm
0, 30 m/s	2, 5 mm
0, 70 m/s	25 mm

TIPURI DE TRANSPORT:

În funcție de energia curentului de apă și de dimensiunile aluviunilor, transportul acestora se realizează în mai multe moduri:

- **Transport pe fundul albiei ;**
- **Transport în suspensie;**
- **Transport în soluție.**

Transportul de fund, la rândul lui, se face în mai multe moduri, în funcție de greutatea materialelor, de panta talvegului, de debit etc.

- prin târârea blocurilor;
- prin rostogolirea bolovănișurilor și pietrișurilor;
- prin salturi
- nisip și pietriș.

Mărimea aluviunilor transportate pe fundul albiei este în funcție de competența curentului de apă. Acest tip de transport devine mai important în timpul viiturilor, fiind nesemnificativ la nivele coborâte sau de etiaj ale râurilor.

Materialele grosiere rămase pe fundul albiei formează pavajul hidraulic al albiei - PAVAJ DE FUND.

Prin mecanismul de transport, aluviunile transportate se rotunjesc din cauza frecării și ciocnirii între ele și de fundul albiei. S-a calculat că, pentru a-și reduce diametrul la jumătate, marna trebuie să fie transportată peste 30 km, calcarul peste 50 km, granitul peste 100 km.

Transportul în suspensie se referă în primul rând la materiale fine, în general sub 0,8 mm și la substanțe coloidale din masa curentului de apă.

Greutatea lor specifică este cu puțin mai mare decât greutatea specifică a apei; ele sunt susținute în masa curentului de apă de către curenții ascensionali și de turbulențele curgerii lichide.

Cu cât turbulența este mai mare, cu atât cantitatea de material transportat în suspensie este mai mare.

Datorită dimensiunilor mici, aceste materiale în suspensie pot fi transportate la viteze mici ale curentului de apă, la nivele scăzute ale curentului de apă.

În timpul viiturilor și acest tip de transport se amplifică datorită aporturilor laterale de pe versanți, a materialelor fine.

Transportul în soluție se referă la elementele dizolvate din roci de către apa râului. Acest tip de transport are însemnătate deosebită în masivele calcaroase, în rocile care conțin sare, gips etc.

ACUMULAREA

Acumularea fluviatilă se realizează în stadiul final al procesului de transport.

Acumularea materialelor se poate face în cadrul albiei minore, în albia majoră și la gura de vărsare a râului (a fluviului) în colectorul imediat mai mare.

✓ **Acumulările din albia minoră sunt temporare**; fiind într-o continuă transformare și mișcare, ele având caracter de tranzit. În albia râurilor rezultă câteva forme de relief: **bancuri acumulative, ostroave, plaje de nisip, renii**.

✓ **Acumulările din albia majoră (lunca)** - albia majoră corespunde unei albie de inundație care preia surplusul de apă care nu poate fi transportat de albia minoră. Apa de inundație care acoperă parțial sau în totalitate secțiunea albiei majore este încărcată cu material aluvionar în suspensie.

Odată cu lărgirea albiei de scurgere, viteza râului scade, micșorându-se astfel competența de transport și, mai departe, decantarea și acumularea aluviunilor fine aflate în suspensie pe suprafața albiei majore (luncii). În afara acestor depozite autohtone aluviale ce provin din propria încărcătură a curentului de apă în albia majoră mai ajung și materiale alohtone provenite din materialele conurilor de dejecție ale afluenților fluviatili sau torențiali. Conurile de dejecție sunt formate din depozite coluviale spălate de pe versanți și depuse la baza acestora. În aceste depozite coluviale ajung și materiale de acumulare, atunci când condițiile morfo-litologice o permit.

✓ Acumulările de la gurile de vărsare ale râurilor se diferențiază în funcție de colectorul care preia volumul de apă și concomitent cu el și volumul de material transportat de acesta. Materialele care ajung la gura de vărsare a râurilor sunt predominant materiale fine, transportate de către râu în suspensie. Atunci când colectorul este tot un râu, o parte din materialele transportate de râul aferent se depun în albia minoră sub forma **conurilor aluviale**, cealaltă parte fiind preluată de curentul de apă al colectorului.

La gurile de vărsare ale râurilor sau fluviilor care se varsă în mare se formează acumulări de decantare fie sub forma unor conuri aluviale, submerse, a unor delte submerse, a unor delte emerse, câmpii lacustre, câmpii fluvio-marine.

FORMELE DE RELIEF CREATE DE SCURGEREA FLUVIATILĂ

Formele de relief create de apele curgătoare se pot împărți în: forme de eroziune și forme de acumulare, iar între ele se pot plasa și forme de echilibru.

Cea mai importantă formă de relief creată de către eroziunea produsă de curgerea fluviatilă este **valea**. Văile fluviatile au în profil transversal aspectul literei „V” (poate fi mai ascuțit sau mai evoluat).

În cadrul văii se disting următoarele elemente:

- **talvegul**
- **albia**
- **albia majoră (lunca)**
- **terasele**
- **versanții**

Talvegul și albia sunt **forme de eroziune**, iar pe măsură ce râul intră în stadiul de echilibru apar luncile și terasele.

Formele de acumulare se pot diviza în: forme mici din cadrul albiei (bancuri, ostroave) și până la pânzele aluviale de echilibru (în cadrul luncilor, teraselor și glacisurilor) și formele mari (piemonturi, câmpii de nivel de bază, deltele). (Posea și colab. 1976).

TALVEGUL (canalul de etiaj) - ocupă o lățime redusă în cadrul albiei propriu-zise și nu este delimitat lateral prin maluri bine definite. Talvegul asigură scurgerea apelor la nivele minime sau la nivele de etiaj (**etiaj** = media minimelor).

Relieful canalului de etiaj este în strânsă legătură cu felul de deplasare a aluviunilor târâte, cu mărimea lor, cu natura petrografică a patului și cu modul de curgere al apei. Fundul talvegului nu are o pantă uniformă, ci prezintă numeroase praguri ce alternează cu excavații.

ALBIA MINORĂ (propriu-zisă) este secțiunea albiei prin care se scurge apa la niveluri medii. Este delimitată prin malurile râului care sunt bine conturate de ambele părți. Lățimea albiei minore depinde de debitul râului, de natura rocilor, de pantă, de materialele pe care le transportă. Albia minoră poate fi acoperită complet de apă sau prin ea pot să divagheze unul sau mai multe canale de scurgere.

Relieful albiei minore este format dintr-o alternanță de aluviuni de diferite grosimi cu aflorimente de roci în loc (mai ales în zonele de munte), printre care șerpuiește canalul de etiaj. Aluviunile sunt dispuse în bancuri sau dune de diferite forme, care se deplasează periodic. Când râul aluvionează abundant “se formează bancuri emerse numite insule, ostroave sau crivine” (Posea și colab, 1976).

La cele mai multe râuri, albia lor privită în plan are o formă sinuoasă sau meandrată. Aceste sinuozități se formează datorită proceselor de eroziune și de acumulare ce au loc în cadrul albiei minore.

Malurile afectate de procesul de eroziune al apelor curgătoare au o formă concavă, iar malurile unde predomină acțiunea de depunere a aluviunilor (nisipuri, pietrișuri, bolovănișuri)

sunt caracterizate printr-o formă convexă.

Procesele de eroziune și de acumulare care modifică albia râului în plan continuă fără întrerupere până când profilul longitudinal al râului va avea o formă șerpuită sau până când acest proces se va opri dintr-o cauză oarecare.

Dezvoltarea meandrelor se poate opri sub influența mai multor cauze:

- creșterea treptată a buclelor (sinuozităților) duce la mărirea lungimii râului și la scăderea treptată a pantei. Prin micșorarea pantei, viteza curentului de apă se va reduce și ca urmare acțiunea de eroziune a malurilor și evoluția de meandrare a albiei va intra într-o stabilitate relativă;

- evoluția meandrelor poate înceta și sub influența unor roci mai rezistente la eroziune ce pot să apară în maluri sau în patul albiei;

- reducerea lungimii râului, prin părăsirea vechiului curs și tăierea gâtuirii buclelor de meandru.

TIPURI DE MEANDRE

După forma și după viteza de dezvoltare se pot deosebi: **meandre divagante** sau **rătăcitoare** și **meandre încâtușate (încrustate)**.

Meandrele divagante sunt specifice mai ales râurilor din zonele de câmpie, care au lunca bine dezvoltată, albia minoră puțin adâncă și malurile reduse ca înălțime.

Meandrele încâtușate se întâlnesc în zonele de munte, de deal și de podiș. Acest tip de meandre se formează pe roci dure unde malurile albiei minore sunt înalte și abrupte.

EVOLUȚIA MEANDRELOR

Procesul de meandrare este un proces complex și de aceea în evoluția meandrelor se remarcă mai multe stadii. În forma inițială se prezintă sub forma unor bucle; pe măsură ce procesul de eroziune și acumulare se accentuează, meandrele intră într-un nou stadiu - meandre rătăcitoare; într-un stadiu mai evoluat bucla meandrelor se apropie foarte mult, încât formează o „gâtuitură”. În timpul unei viituri, apa poate să-și părăsească vechiul curs și să-și creeze unul mai scurt. În felul acesta vechiul meandru rămâne izolat de cursul principal sub forma unui „braț mort” sau „meandru părăsit” denumit **belciug**.

Dacă spațiul cuprins în bucla meandrului este înalt, atunci el rămâne sub forma unui martor de eroziune, denumit **popină** sau **grădiște** (în lunca Dâmboviței - Grădiștea, Dealul Mitropoliei; lunca Colentina - grădiștea Plumbuita și Fundeni).

În evoluția meandrelor tendința generală nu este doar de mărirea a concavităților de meandru, ci și deplasarea meandrului spre aval.

Deplasarea continuă în aceeași direcție, în cursul unui interval de timp îndelungat va duce la formarea concavității îndreptată în partea opusă. Acest proces de lungă durată de deplasare a meandrelor va favoriza o situație când toată valea va fi prelucrată de apele râului. Albia majoră va fi întretăiată de un sistem întreg de albi vechi, de diferite vârste, părăsite și izolate de râu și transformate uneori în lacuri de luncă.

Cursurile râurilor în afară de meandrare prezintă ramificări sau despletiri cu brațe secundare de diferite mărimi. Albiile despletite caracterizează râurile supraîncărcate cu aluviuni care sunt depuse la încetarea viituri, în albia minoră. Fenomenul de despletire a râului este o urmare imediată a depunerilor de aluviuni intense sau datorită unor obstacole sau

rugozități care pot să apară pe patul albiei. Aluviunile transportate sunt depuse în locurile unde curentul are o viteză redusă formându-se cu timpul un „banc nisipos”. La început se află în stare submersă, iar cu timpul acest banc își mărește arealul și apare la suprafața apei dând naștere unui „ostrov” sau unei „insule” (Pisota I).

Prin formarea ostroavelor apa râului se desface în brațe. Brațul este o ramificație a râului care se separă de albia principală caracterizându-se prin lățimi și adâncimi mai mici și printr-o viteză a curentului de apă mult mai redusă. După fiecare viitură poziția brațelor, inclusiv a brațului principal este diferită de poziția anterioară.

DINAMICA ALBIEI MINORE

Albia minoră împreună cu talvegul sunt componentele cele mai dinamice ale albiei.

Instabilitatea și modificarea permanentă sau temporară se datorează variației în timp a parametrilor hidraulici și a raportului dintre debitul lichid și cel solid al cursului de apă.

Modificările se datorează fie proceselor de aluvionare, care rezultă (în special la albiile drepte) din diminuarea forței de transport la intersectarea curentilor liniari cu cei sinuoși.

La cursurile sinuoase alternează procesele de eroziune și acumulare care modifică configurația albiei minore, dar și configurația albiei majore și chiar a versanților (când bucla de meandrare ajunge la baza versantului), văii. Astfel în lungul versantului se produc dezechilibre și amplificarea proceselor de eroziune, a alunecărilor de teren (acolo unde sunt condiții).

Transporturile cele mai intense se produc în timpul viiturilor, iar procesele de eroziune și acumulare se produc după depășirea unei de viitură, când datorită scăderii vitezei cursului de apă, materialele ce alcătuiesc debitul solid se depun în albie, iar forța de eroziune a curentului de apă e și ea mai puternică.

Aporturile laterale de materiale (prin aportul afluenților sau materiale provenite de pe versanți), produc și ele modificări ale albiei minore; prin aporturile laterale de material se modifică raportul debit/lichid - debit/solid și deci tendința de evoluție a albiei.

În funcție de intensitatea proceselor de eroziune și acumulare, albiile pot suferi modificări mai mari sau mai mici, vizibile imediat sau de durată.

Transformările albiei minore pot fi: **temporare sau reversibile, permanente sau ireversibile.**

Transformările temporare sunt cele mai frecvente caracterizându-se prin alternanța locală a proceselor de eroziune și acumulare menținând configurația albiei nemodificată.

Transformările permanente caracterizează albiile unde local predomină fie procese de eroziune, fie procese de acumulare. Având această tendință pe timp îndelungat, duc la modificarea albiei permanent și ireversibil.

ALBIA MAJORĂ (LUNCA) - este forma de relief care rezultă în urma proceselor de eroziune laterală și acumulare a cursurilor fluviatile, care reușesc prin meandrare și acumulare formarea unui pat de aluviuni (pavaj hidraulic) la o pantă de echilibru a râului.

Forma luncii în profil longitudinal:

Pot fi separate mai multe orizonturi structurale, rezultate din aluvionarea albiei și din aporturile laterale de materiale.

Aceste succesiuni de orizonturi formează structura luncii:

1. în baza luncii se întâlnește un *orizont grosier*, alcătuit predominant din pietrișuri și

nisipuri mari. Acest orizont reprezintă vechiul pavaj hidraulic al albiei minore alcătuită din acumularea materialelor transportate pe fundul albiei;

2. *orizontul argilo-lutos, argilo-nisipos*, care reprezintă materiale depuse în timpul viiturilor;

3. *orizontul coluvio-proluvial* care se formează la contactul luncii cu versantul. Materialele provin din modelare, ravenare, torențialitate, eroziune în suprafață, alunecări de teren a versanților. Toată această stivă de materiale este așezată pe roca în loc în care a fost tăiată albia râului.

MORFOLOGIA LUNCII ÎN PROFIL TRANSVERSAL

Între albia minoră și versant suprafața luncii are o ușoară înclinare către albia minoră a râului.

Luncile care însoțesc râurile mari cu viituri frecvente și puternice, permit formarea prin acumulare a unei forme de relief caracteristice: grindul fluviatil. El provine din acumularea în timpul inundațiilor a materialelor mai grosiere care datorită scăderii competenței curentului de apă se depun imediat pe malul luncii.

Grindul are înălțimi de 2-3 m (la Dunăre 5-6 m) și el se alungește pe lungimi de ordinul kilometrilor pe marginea luncii.

În partea externă a luncii la contactul cu versantul prin acumulări coluvio-proluviale se formează un glacis (tăpșan) de acumulare prin care se face racordul dintre suprafața luncii și suprafața versantului.

Datorită grindului și tăpșanului în luncă (în secțiunea transversală) se disting trei porțiuni:

- a) lunca internă - corespunde grindului fluviatil mai înălțat; alcătuit predominant din formațiuni fine spre grosiere;
- b) lunca mediană - porțiunea cea mai joasă a luncii alcătuită din mълuri, luturi, nisipuri fine; în care după inundații rămân bălți, se formează lacuri, cursuri părăsite de apă active în timpul inundației;
- c) lunca externă mai înaltă și mai avântată corespunzător tăpșanului.

Lunca internă și cea externă sunt folosite pentru așezări, căi de comunicații și au o bună folosință agricolă.

Lunca mediană are pânza freatică aproape de suprafață, este mai joasă, mai mlăștinoasă. Ea nu oferă condiții prielnice nici pentru așezări, nici pentru folosință agricolă. Aici este nevoie de drenări prin care să se elimine surplusul de apă.

Lunca oferă posibilități deosebite acumulării apei freactice în orizonturile grosiere bazale care se impregnează cu un volum suficient de apă, având și posibilitatea de a o filtra prin propriile aluviuni.

Datorită acumulărilor laterale a conurilor de dejecție, la pătrunderea în luncă a unor afluenți, aceștia pot fi deviați lateral și să formeze în interiorul luncii uniri paralele cu colectorul principal al albiei. Asemenea devieri complică morfologia luncii.

PROFILUL LONGITUDINAL AL LUNCII

Suprafața luncii înclină din amonte către aval conform înclinării albiei minore și curentului de apă. Aceste înclinări ale profilului longitudinal sunt în funcție de unitățile de relief prin care trece valea - astfel, suprafața luncii crește din regiunile de munte, cu pante mai mari, către aval, în regiunile de deal și câmpie.

Grosimea depozitelor de luncă este 2-3 m în regiunile montane și 7-8 m în regiunile de câmpie.

TERASELE

Terasa este treapta de relief situată deasupra luncii și care a funcționat anterior ca o luncă.

Elementele morfologice și structurale ale unei terase

Podul terasei - suprafața netedă orizontală, provenită din vechea suprafață a luncii. Poate avea o ușoară înclinare dinspre țâțână spre muchie, datorită materialelor erodate de pe versanți și depuse pe podul teraselor. Este folosit ca teren agricol, se construiesc drumuri sau așezări.

Fruntea terasei provenită din adâncirea râului și detașarea ca treaptă de relief a podului de terasă. Este o suprafață înclinată, un versant ce face racordul între luncă și primul pod de terasă sau care face racordul între două poduri succesive de terasă. Acestea trebuie protejate împotriva proceselor de eroziune.

Muchia - este linia prin care se face unirea între pod și frunte.

Țâțâna - este linia prin care podul se leagă cu forma imediat superioară.

Elemente structurale ale unei terase

Structura terasei este asemănătoare cu structura luncii:

- ❖ în bază, patul de rocă (roca de bază în care a fost tăiată terasa),
- ❖ stratul aluvial al unei lunci este alcătuit din două orizonturi:
 1. *orizont aluvial grosier* (în bază) - aluviuni transportate în albia minoră prin rostogolire, târâre, saltăție;
 2. *orizont aluvial fin* (superior) - format din depozite fine, acumulate doar în timpul inundațiilor din luncă (aluviuni transportate în suspensie).

Deoarece terasa a ieșit de sub dinamica apei (și ea este mai veche decât lunca), peste acest orizont aluvial s-au mai putut acumula și alte depozite provenite fie pe cale eoliană (loess-ului), fie prin spălarea versantului (depozite lutoase).

În interiorul depozitelor de loess sau chiar în interiorul depozitelor lutoase găsim orizonturi de soluri fosile care ne dovedesc că depozitele ulterioare sunt mai noi decât timpul lor de formare.

În funcție de structura terasei deosebim:

❖ **terase în rocă** lipsite de orizonturi aluviale; pot fi acoperite de orizonturi de umplutură, dar nealuviale întâlnite în lungul cursurilor montane ale râului, acolo unde panta albiei minore este suficient de mare ca să înlăture sau să transporte întreaga cantitate de material aluvial;

❖ **terase aluviale** care prezintă deasupra patului de rocă un strat de aluviuni;

❖ **terasa tăiată în aluviuni**, lipsită de un pat de rocă.

Fazele formării unei terase

Distingem două faze principale:

1. în prima fază - formarea albiei majore prin eroziune laterală puternică și echilibrarea albiei majore prin formarea pavajului hidraulic;

2. în a doua fază - adâncirea râului, detașarea ca treaptă morfologică a terasei prin formarea frunții terasei și prin suspendarea podului terasei, față de noua albie minoră situată mai jos.

Cauzele formării teraselor

- A. CLIMATICE
- B. EUSTATICE
- C. TECTONICE

Toate aceste trei cauze au posibilitatea prin modificarea parametrilor hidraulici (debit/lichid, debit/solid) și morfologici ai albiei să scoată râul din echilibru și să-i modifice panta (tendința de evoluție).

A. CAUZE CLIMATICE

Pot determina scoaterea râului din echilibru prin modificarea raportului dintre debitul lichid și debitul solid al râului.

Acest lucru a fost posibil în timpul Cuaternarului datorită alternanței climatelor glaciare cu cele interglaciare.

Perioadele glaciare - climă rece, precipitații sub formă de zăpadă acumulată în regiunile cu ghețari.

Perioadele interglaciare - climat cald, ghețarii se topesc.

Trecerile de la un interglaciar la maximul glaciare se numesc ANAGLACIAR.

Trecerile de la maxim glaciare la minim glaciare se numesc CATAGLACIAR.

În anaglaciare întâlnim creșterea umidității și a precipitațiilor, scade temperatura, se produce procesul de eroziune laterală și de acumulare.

Odată cu topirea zăpezii, temperaturile devin mai mari, procesul de gelifracție încetează, atunci se intensifică procesul de eroziune liniară și de detașare a frunții terasei.

Trecerea către interglaciar și a maximului interglaciar dă naștere la procesul de eroziune liniară.

Amintim faptul că și în glaciare și în interglaciar râurile pot atinge profile de echilibru specifice, respectiv lunci, care în perioada următoare devin terase (Gr. Posea).

B. MIȘCĂRI EUSTATICE

Determină scoaterea râului din echilibru prin modificarea nivelului de bază (coborârea sau ridicarea lui). Ridicarea și coborârea nivelului râului s-au produs în concordanță cu modificarea climei și cu alternanța perioadelor glaciare și interglaciare.

o În perioada interglaciară datorită topirii calotelor de gheață, nivelul oceanic crește, și duce la ridicarea nivelului de bază. Acumularea materialelor și eroziunea laterală va fi superioară eroziunii liniare, în această perioadă s-ar putea acumula poduri.

o În timpul fazelor glaciare o parte din precipitații e încorporată ghețarilor, e reținută pe continente, nivelul oceanic scade, se intensifică procesul de eroziune liniară ce duce la formarea frunții terasei.

C. MIȘCĂRI TECTONICE

Pot să scoată râul din echilibru prin modificarea pantei râului.

Mișcările tectonice pot fi:

- POZITIVE (de înălțare), **fruntea**;
- NEGATIVE (de coborâre), **luncile**.

Sucesiunea eroziunii (sau a fazei de eroziune) este legată de accentuarea mișcării de înălțare. Eroziunea laterală și acumularea stratului aluvial se realizează în fazele de stagnare a mișcărilor tectonice.

În principiu se admite că:

- în timpul ridicărilor se taie fruntea terasei;
- în perioadele de calm sau de ușoară coborâre are loc lărgirea albiei (formarea podului).

Numerotarea și altitudinea teraselor

1) **numerotare cronologică** - începe cu terasa cea mai veche, care are și altitudinea cea mai mare;

2) **numerotare morfometrică** - începe de la prima terasă de deasupra luncii.

Pentru identificarea și cartarea nivelurilor de terase din lungul râurilor se folosește altitudinea relativă a terasei, măsurată față de albia minoră a râului.

Altitudinea relativă a terasei se măsoară la nivelul orizontului aluvial și nu la nivelul podului morfologic al terasei, ce poate fi înălțat de materiale alohtone.

Importanța teraselor

Descifrarea și cartarea teraselor în lungul râurilor are importanță atât teoretică, cât și practică;

- din punct de vedere teoretic, pentru stabilirea numărului extinderii structurii, putem stabili etapele de evoluție pentru perioada cuaternară. Terasile prezintă valoare întrucât prin studierea lor se poate reconstitui evoluția reliefului în Cuaternar. Aprecierea mișcărilor neotectonice și eustatice s-a făcut pe baza studierii acestor forme de relief.

- din punct de vedere practic, datorită faptului că terasile se caracterizează în principal prin extinderea podului de terasă, ele reprezintă forme de relief cu un potențial ecologic și utilizabil mare, mai ales în regiunile accidentate de deal și la munte, unde asemenea suprafețe sunt puține.

Podul și fruntea terasei constituie două unități ecologice distincte deoarece parametrul principal care le diferențiază este panta.

PODUL se caracterizează prin pante mici sub 3°, este favorabil dezvoltării unor soluri încheiate, productive și deci au un potențial agricol ridicat. Sunt folosite în general pentru amplasarea așezărilor omenești, pentru drumuri și conducte (de apă în general).

Prin existența acestui orizont aluvial, pe podul terasei există posibilități de alimentare cu apa din pânza freatică acumulată în orizontul aluvial ce se comporta ca un orizont de înmagazinare de apă, având ca pat impermeabil patul de rocă al terasei.

La baza frunților de terasă și în general la baza orizontului aluvial, acolo unde pânza freatică acumulată în orizontul de pietriș este intersectată de fruntea terasei, apar izvoare, care în funcție de debit pot fi captate și folosite în alimentarea cu apă.

FRUNTEA TERASEI este caracterizată prin pante accentuate ce-i micșorează potențialul de utilizare în domeniul agricol sau alte domenii, de aceea nu poate fi folosită decât în prezența unor măsuri de protecție îndreptate în principal împotriva eroziunii solului (fie pășune, fie terasate, culturi pomicole, viticole).

DIMINUAREA FACTORILOR DE RISC AI PROCESELOR FLUVIATILE

Factorii de risc geomorfologic reprezintă acele procese care determină degradarea terenurilor (prin scăderea potențialului de folosire a acestora), care aduc prejudicii economice și care la un moment dat pot să devină periculoase și să afecteze direct așezări, obiective economice sau vieți omenești.

Această categorie include: inundațiile și eroziunea laterală de maluri.

Pentru *prevenirea și combaterea inundațiilor* se execută:

1. lucrări de regularizare a debitelor - se realizează prin executarea unor baraje, care în timpul viiturii, au rolul de acumulare a apei în exces, astfel încât să nu se depășească potențialul de evacuare a secțiunii albiei minore.

De obicei aceste baraje de reținere a undei de viitură se construiesc pe râuri cu debite lichide foarte variabile, cu diferențe mari între valoarea debitului minim și mediu față de care se echilibrează albia minoră și valoarea debitului maxim.

Ex. Jijia - $Q_{min} = 0,07 \text{ m}^3/\text{s}$, la viituri puternice debitul crește până la peste $700 \text{ m}^3/\text{s}$.

Construirea canalelor de deviere reprezintă o altă metodă ce are în vedere protejarea unor obiective economice situate în apropierea unei albie fluviale supuse volumului inundației. În acest caz din râul care are potențial de a afecta prin inundații se construiește un canal de deviere care să preia debitul de viitură în amonte de localitatea protejată și să-l dirijeze spre alt colector sau același, dar în aval de obiectivul protejat.

2. lucrări de regularizare a albiilor - au în vedere lucrări în lungul albiilor minore, prin care să se mărească viteza de curgere a apei, secțiunea de curgere a apei, capacitatea de evacuare a apei în timpul viiturii.

Asemenea lucrări de corectare amintim: îndepărtarea din albiile minore a obstacolelor naturale sau antropice, gradare, lucrări de îndreptare a meandrelor în vederea măririi pantei albiei minore și deci posibilitatea evacuării unui volum mai mare de apă.

3. lucrări de îndiguire - au în vedere mărirea secțiunii de scurgere a râului în timpul viiturii prin construcția unor diguri laterale care să apere în același timp și incintele mai joase din spatele digului.

Digurile pot fi:

1. **longitudinale** - construite de o parte și de alta a albiei minore,
2. **circulare** - apără incintele insulelor, ostroavelor (bălțile Ialomiței, Brăilei),
3. **transversale** - diguri de siguranță,
4. **de remuu** (remuu = creșterea nivelului de apă dintr-un râu datorită unui baraj în albie) - pe afluenți (ex. inundațiile din anul 1975 în lungul Ialomiței).

MĂSURI DE COMBATERE A EROZIUNII LATERALE

Prin eroziunea de mal albia unui râu în timpul viiturilor poate să afecteze baza unor versanți și să declanșeze alunecări de teren care uneori pot obtura albia minoră, pot să afecteze drumuri, așezări etc.

Pentru diminuarea procesului se execută lucrări de consolidare a malurilor cu bolovani de râu, dale de beton sau numai prin înierbare când procesul este redus.

FORMELE DE ACUMULARE FLUVIATILĂ

I. CONURILE ALUVIALE - în funcție de locul de vărsare al fluviului pot fi:

✓ **Conuri aluviale continentale** - formate la baza marilor denivelări morfologice de către râurile cu debite solide și lichide foarte mari. Aceste conuri fluviale se formează în timpul viiturilor. Sunt formate din materiale în general mai grosiere, cu o sortare evidentă în lungul evantaiului deluvial.

✓ **Conuri aluviale submerse** - formate la gura de vărsare a marilor fluvii continentale în oceane sau mări. Materialele transportate în suspensie de către fluvii se depun pe platforma continentală cu ape puțin adânci, acolo unde curentul fluvial își pierde de fapt identitatea. Sunt alcătuite din formațiuni mult mai fine (argiloase) spre deosebire de conurile aluviale continentale.

II. PIEMONTURILE (piemonte, lb. italiană = picior de munte) - sunt forme de relief acumulative formate la baza munților înalți, făcând racordul între aceștia și regiunile mai joase din fața muntelui. Asemenea piemonturi rezultă din unirea laterală a mai multor conuri aluviale continentale. **Condiții necesare formării piemonturilor:** - **de natură tectonică** - aceea prin care, prin mișcări tectonice se creează o mare denivelare între sistemul muntos în ridicare și regiunile din fața lui în coborâre sau stagnare, sub raportul mișcărilor tectonice. Această denivelare morfologică accentuează procesul de eroziune în munte și procesul de acumulare la baza muntelui;

- **de natură climatică** - este legată de asigurarea unui regim de scurgere riguros în regiunea de munte, cu viituri puternice și de asemenea o vegetație care să protejeze puțin sau deloc spațiul montan. Asemenea condiții le asigură climatele deșertice și semideșertice și mediteraneene, la care prin volum mare de apă și volumul inundațiilor adăugăm și climatele musonice;

- **de natură hidrografică** - este legată de prezența unei rețele dese de văi și a unor cursuri mari de apă care să asigure evacuarea materialelor erodate din spațiul montan către regiunile mai joase din față.

Structura piemonturilor; Piemonturile au o structură piemontană, lenticulară sau încrucișată.

Etapele de formare a piemonturilor - se disting 2 etape majore:

1. **Etapa ascendentă de formare a piemonturilor** - este predominant acumulativă. În cadrul ei deosebim:

1. faza conurilor aluviale - când la baza muntelui acestea apar bine individualizate;
2. faza glacisului aluvial - când la baza muntelui se produce o primă unire laterală a conurilor aluviale (sute de km până la zeci de km);
3. faza câmpiei aluviale - când la baza muntelui conurile aluviale cresc mult în lungime, ajungând de ordinul km sau zecilor de km, și când în lungul acestor câmpii se realizează o sortare mult mai pronunțată, trecându-se de la pietrișuri la baza muntelui și nisipuri, pietrișuri la baza câmpiei aluviale.

2. **Etapa descendentă de fragmentare a piemonturilor** - este predominant erozivă, începe odată cu încetarea procesului de acumulare în cadrul câmpiei piemontane. Acest proces de încetare a acumulării se poate datora fie încetării subsidenței sau mișcării de lăsare din fața muntelui, nemaiputând prelua aluviunile din munte.

Ex. Câmpia României între Argeș și Olt, Câmpia Preriile din America de Nord, Câmpia piemontană a Padului formată din conurile aluviale care au migrat.

III. CÂMPIILE DE NIVEL DE BAZĂ

Rezultă din acumularea submersă a conurilor aluviale până la colmatarea completă a platformelor continentale sau a golfurilor unde acestea se varsă.

Ajunse emerse aceste acumulări se transformă treptat în câmpii joase lipsite de pantă prin care râurile meandreează sau divaghează.

Acestea poartă acest nume deoarece s-au format la marginea mărilor și oceanelor care au constituit nivelul de bază al acumulărilor fluviatile.

Se deosebesc prin pantă (care nu există), consistență (materiale fine, măloase).

Ex. Câmpia Gangelui în Golful Bengal, Câmpia Chinei de Est - acumulări ale fluviului Chang Jiang (Iantzi) și Huanghe.

VERSANȚII VĂILOR

Versanții sunt suprafețe înclinate care fac racordul între albie și interfluviu.

Înălțimea, lungimea și înclinarea versanților sunt în concordanță cu unitatea de relief prin care trece albia râului, cu structura geologică, cu litologia și cu valorile hidraulice ale scurgerii controlate și ele de factorii climatici.

Versanții văilor pot fi abrupti atunci când văile sunt instalate în formațiuni calcaroase (chei), eruptive, loessoide etc., sau pot fi de formă concavă, convexă, simplă, dreaptă (văi canion).

PROFILUL LONGITUDINAL AL RÂURILOR

Se analizează în funcție de linia pe care o formează talvegul în cadrul albiei minore. Profilul longitudinal al râului se examinează în raport cu altitudinea izvorului și a gurii de vărsare. Configurația profilului longitudinal al unui râu diferă de la un sector de curgere la altul, în funcție de unitatea de relief pe care o străbate râul, de structura și litologia patului albiei, de evoluția surselor de apă, de parametrii hidraulici ai curgerii. Prin procesul de eroziune și prin acțiunea de depunere a aluviunilor, profilul longitudinal tinde să-și modifice forma, să ajungă la stadiul de profil de echilibru. Forma generalizată a profilului longitudinal de vale este o curbă concavă (formă parabolică), a cărei pantă descrește din amonte în aval.

În profil longitudinal, panta râurilor este foarte mare în regiunile de munte și mult redusă în regiunile de câmpie. În regiunile de munte panta râurilor variază între 20-600 m/km, iar panta

medie a regiunilor de câmpie variază între 0, 5 și 0, 15 m/km.

$$P_{\text{medie}} = H_1 - H_2 / D = \text{m/km}$$

Profilele longitudinale ale râurilor în stadiile inițiale de evoluție prezintă o serie de rupturi de pantă, în stadiile de evoluție mai avansate rupturile de pantă tind să se atenueze, iar profilurile albiei primesc aspect cvasirectiliniu.

În regiunile accidentate ale reliefului profilul longitudinal prezintă rupturi de pantă, iar în zona lor iau naștere căderi de apă sub formă de cascade, repezișuri, cataracte.

Cascadele se formează în general în regiunile montane. Procesul de eroziune exercitat de apă se manifestă sub forma eroziunii regresive.

Apa care cade de la înălțimi diferite pe patul albiei, produce la baza cascadelor „vârtejuri”. Aceste vârtejuri antrenează diverse materiale solide (pietrișuri, nisipuri) care acționează prin eroziune asupra patului albiei formând excavații numite marmite, bulboane sau cazane (I. Pisota). Marmitele se pot forma atât pe plan orizontal (excavații), cât și pe plan vertical pe peretele cascadei, unde se adâncesc sub forma unor firide care în ultimă instanță conduc la instabilitatea pachetelor de strate aflate deasupra lor și la prăbușirea acestora.

Prin prăbușirea pachetelor de strate, profilul longitudinal își schimbă configurația primind aspectul unui repeziș.

În țara noastră în M. Făgăraș - valea Bâlei - cascada Bâlei are o cădere de 62 m, M. Ceahlău - Duruitoarea, cu o cădere de 40 m.

Cea mai înaltă cădere a apelor din lume este cascada Angel (978m) din Venezuela.

Alte cascade: Victoria (120 m) pe râul Zambezi; Niagara (49m) în America de Nord.

Cataractele sunt succesiuni de praguri determinate de trecerea apei de la o zonă cu roci mai dure la una cu roci mai moi. Fiind vorba de o denivelare, apa își mărește viteza, dând naștere la repezișuri și mici cascade, uneori pe distanțe mari. În sens mai larg, prin cataracte sunt denumite și succesiunile de cascade mari; în general repezișurile și cascadele pot fi trecute de ambarcațiuni ușoare.

PROFILUL DE ECHILIBRU

Râurile, prin acțiunea de eroziune liniară și cea de acumulare pe care o exercită asupra patului albiei minore, tind să-și realizeze o albie cu profil de echilibru - profil longitudinal de formă parabolică.

Profilul longitudinal echilibrat dinamic se realizează atunci când râul a reușit să-și formeze o pantă necesară evacuării prin transport a tuturor materialelor erodate. La o astfel de pantă de echilibru albia râului se acoperă cu o pătură de aluviuni (pavaj hidraulic), care protejează patul de rocă al albiei. În acest stadiu de evoluție acțiunea hidrodinamică a râului este predominant de transport; procesele de eroziune și acumulare sunt foarte reduse, ele realizând doar redistribuirea aluviunilor de pe fundul albiei.

Acest stadiu al profilului longitudinal este greu și rar realizat de apele unui râu pe întreg cursul lui, dar se realizează pe anumite sectoare.

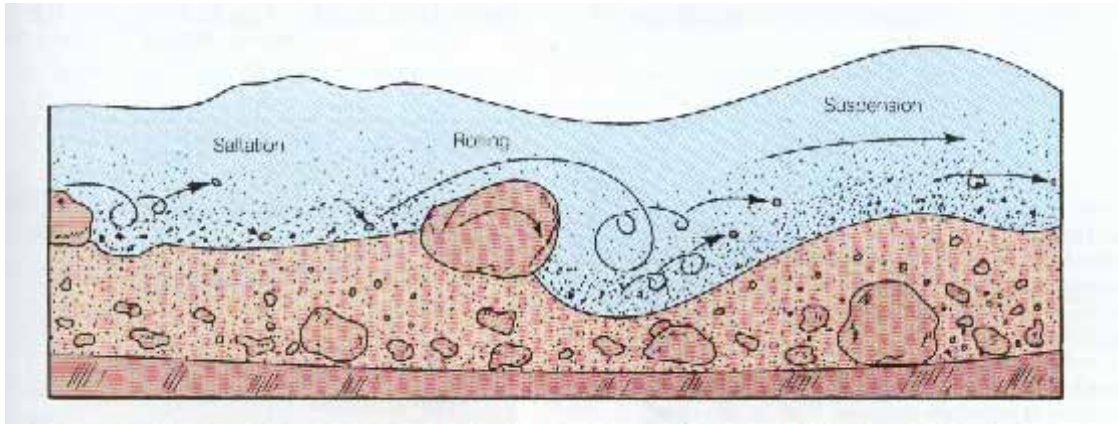
Pentru ca un râu să-și poată atinge profilul de echilibru trebuie să se caracterizeze în primul rând printr-o stabilitate a profilului de bază.

Trebuie să nu existe mișcări tectonice în cadrul bazinului; să nu existe modificări esențiale în evoluția condițiilor climatice; să nu aibă mari oscilații de debit.

Nivelul de bază poate fi local și general.

Nivelul de bază local poate fi considerat confluența cu un colector (nivelul de bază al Oltului - punctul de vărsare în Dunăre, lângă Turnu Măgurele; Dâmbovița se varsă în Argeș, la Budești).

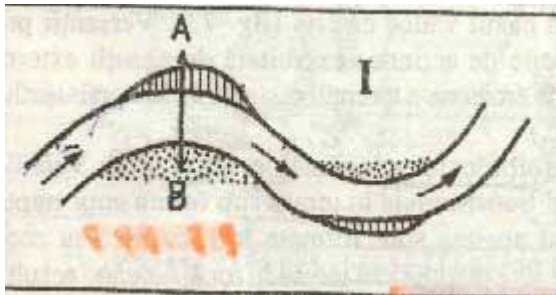
Nivelul de bază general este considerat nivelul mărilor și oceanelor (nivelul Oceanului Planetar).



-Versant

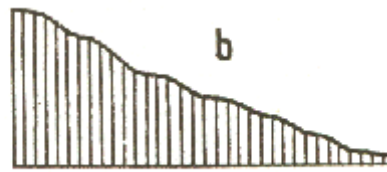
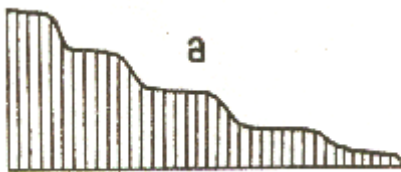


Elementele vail



SPORT

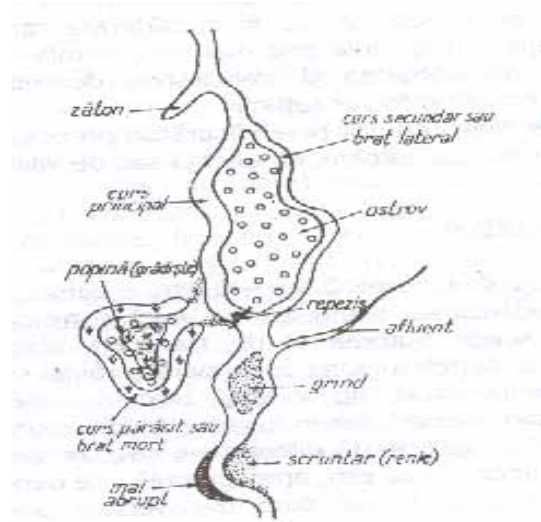
Forma albiei minore in plan;
 A-mal concav, predomina procesul de eroziune
 B-mal convex predomina procesul de acumulare



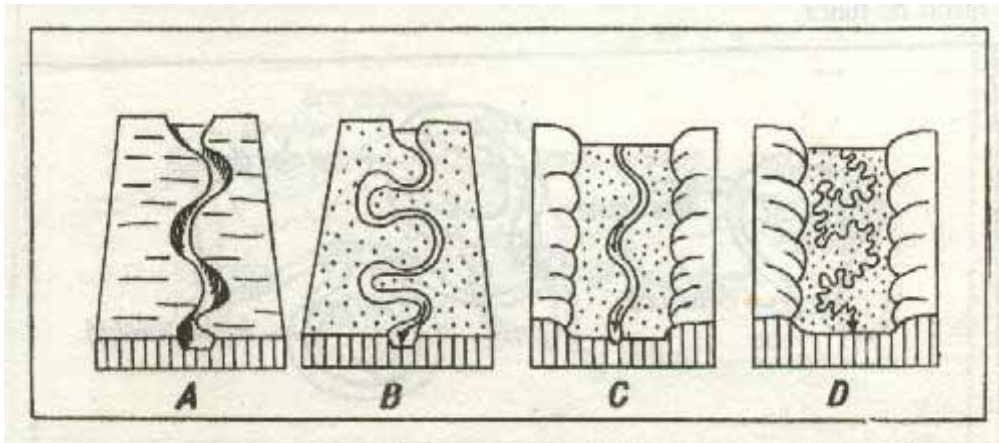
Profilul longitudinal al raurilor:
 a- stadiul initial cu rupturi de panta;
 b- stadiu evoluat cu profil cvasirectiliniu



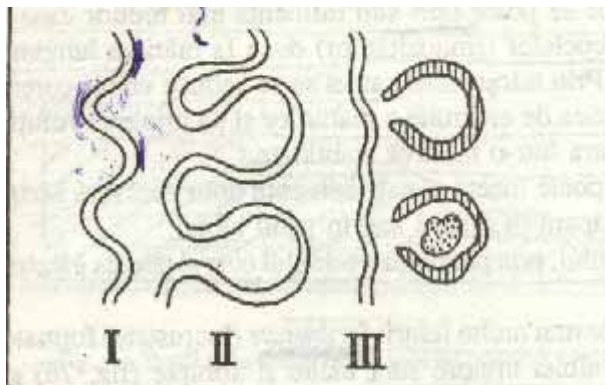
Fig. 86. Profilul de echilibru



Principalele elemente ale albiei minore in plan



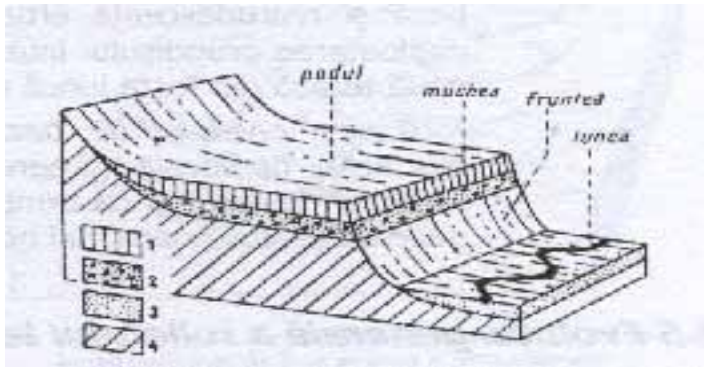
Tipuri de meandre: A-meandre incatusate; B- meandre divagante; C- meandre simple; D- meandre complexe



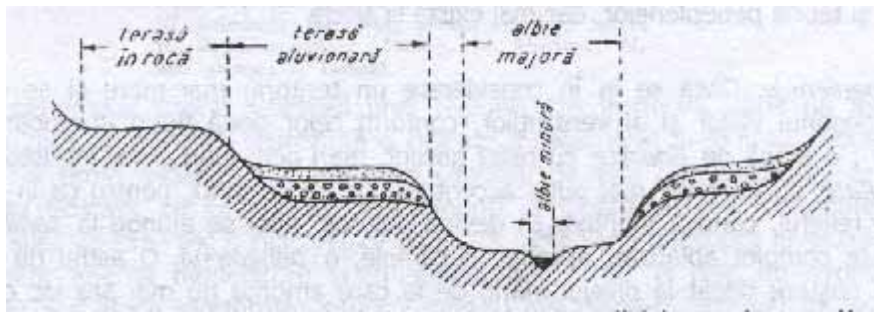
Evoluția meandrelor:
 I- meandre simple
 II- meandre ratacitoare cu gatuiri
 III- curs de ape cu meander parasite



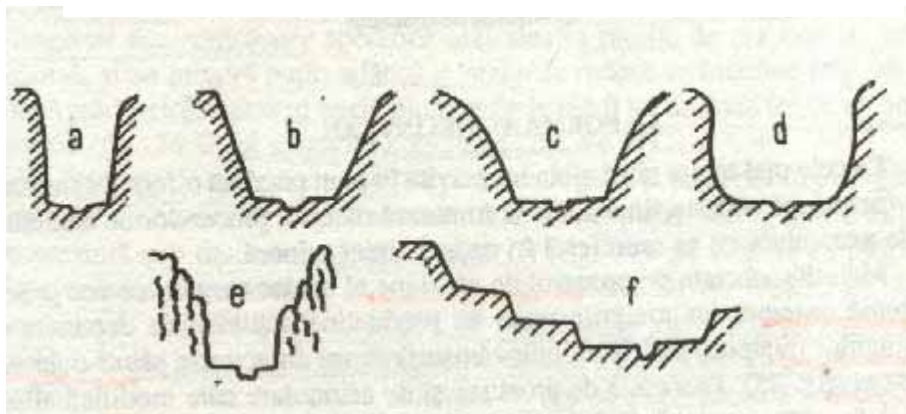
Curs meandrat Colorado, Utah;
(dupa W. Kenneth Hamblin, 1989)



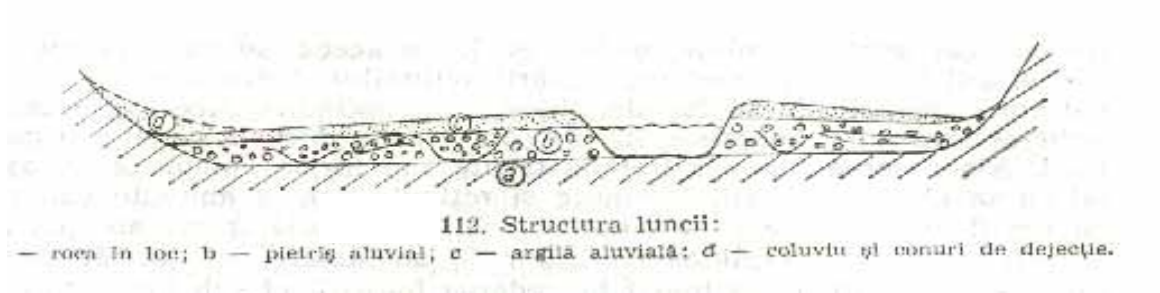
Elementele si structura
unei terase aluviale;
1-formatiune loessoida
2-depozit aluvial
3-aluviuni in lunca
actuala
4-patul de roca



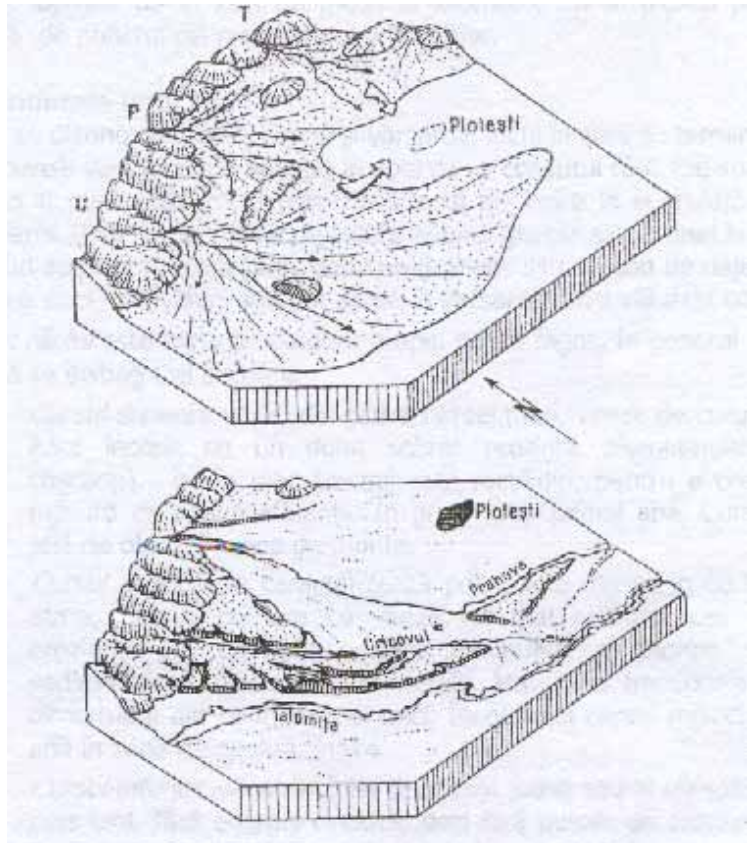
Profil transversal într-o vale cu terase



Tipuri de versanti: a-abrupti; b-simpli;
c-convecsi; d-concavi; e-tip canion ; f-in trepte

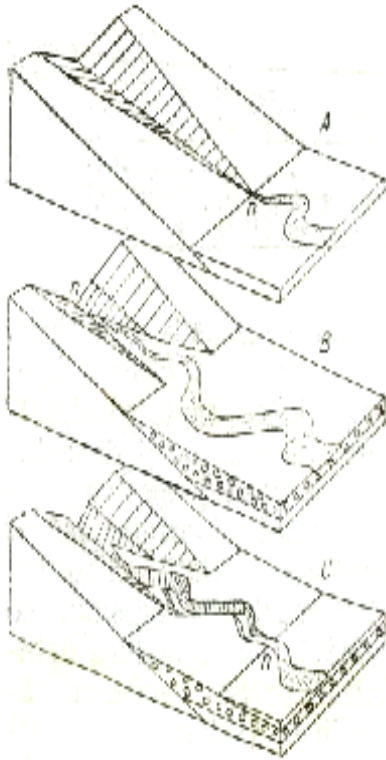


(dupa Gr. Posea si colab., 1976)



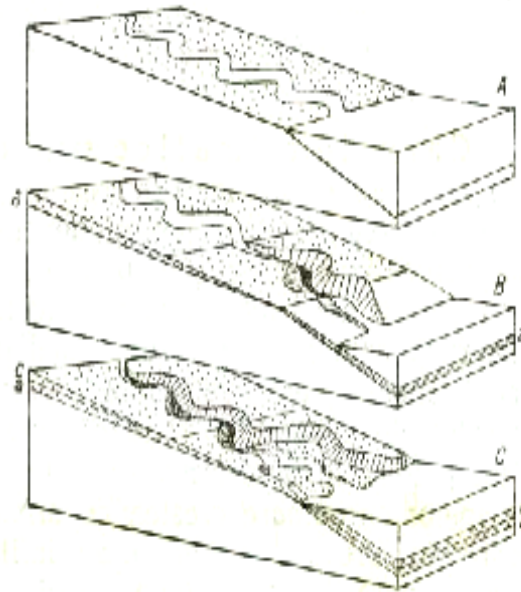
Evoluția piemontului Cricovului Dulce. Sus faza acumulării piemontane; jos situația actuală, săgețile arată abaterea râurilor în raport cu mișcările negative ale scoarței (dupa M. Bleahu, 2002)

Impartirea unui ciclu climatic
dupa L. Trevisan



Formarea teraselor
într-un ciclu climatic (după
L. Trevisan):

A — situația la început de anaglaciar; B — situația la sfârșit de anaglaciar; C — situația în timpul cataglaciarului următor (neterminat).



Eustatism negativ cu formare de
terase (după L. Trevisan):

A — situația la început de anaglaciar; B — situația la sfârșit de anaglaciar; C — situația în timpul cataglaciarului următor (neterminat); a — sedimente și aluviuni anaglaciare; c — sedimente și aluviuni cataglaciare.

CURS 6

RELIEFUL LITORAL

Agentul ce controlează întreaga acțiune morfogenetică este **apa mării** prin intermediul:

- valurilor;
- curenților;
- mareelor.

Procesele care au loc sunt cele de eroziune sau abraziune marină, transport și acumulare.

Deosebit de importante în morfodinamica litorală sunt modalitățile de deplasare, mișcarea apei marine în funcție de care de realizează dislocarea fragmentelor sau particulelor de rocă, transportul și acumularea, rezultând forme de abraziune marină și forme de acumulare marină.

VALURILE - reprezintă mișcarea ondulatorie a apei în straturile sale de suprafață, fără a imprima însă maselor lichide de deplasare orizontală.

Pentru morfologia litorală au importanță numai acelea care afectează direct zona de țărm. În cazul furtunilor, acțiunea lor se face simțită până la 25-30 m adâncime; unele riduri observate și la adâncimi de 200-300 m, sunt puse tot pe seama lor.

În funcție de punerea în mișcare a mediului lichid, valurile se împart în două mari categorii:

1. **valuri provocate de vânt** - sunt cele mai frecvente, ele afectând apa pe o grosime de până la 50 m.

Aceste valuri la rândul lor se împart și ele în două categorii:

a) **valurile de larg = hule**

Valurile de larg au înălțimi mari, frecvent între 2-10m, înregistrându-se însă și înălțimi maxime de până la 18 m. Ele au însă un efect morfodinamic mai redus, nu afectează nici fundul oceanului, nici zona litorală, cel mult unele insule ce nu au o platformă litorală prea dezvoltată și nu pot da naștere valurilor litorale.

b) **Valurile litorale** - sunt cele care realizează morfodinamica din regiunea țărmului. Înălțimea lor este în mod normal moderată, de la câțiva dm la 5-6-10 m, dar în momentul în care se produce o interferență între valul care înaintază către țărm și apa care se retrage dinspre țărm către mare, provenită din spargerea valului anterior, în zona lor de contact se creează **valuri de interferență** cu o înălțime de până la 40-50 m, cele mai periculoase în aceste zone de țărm.

2. **valurile provocate de seisme, erupții vulcanice.**

TSUNAMI - au înălțimi de 30-40 m și se caracterizează printr-o deplasare translațională a apei din locul seismului, radial către zonele limitrofe. Au o viteză de propagare mare, de sute de km/h și devin foarte periculoase când ating zonele litorale.

Indiferent de originea valului, atunci când el se apropie de țărm, prin deplasarea circulară a moleculelor din interiorul valului, viteza de propagare este frânată prin frecarea de fundul mării, astfel că spre suprafață viteza de deplasare a apei devine mai mare decât la fundul apei.

Datorită acestui fapt în cele mai multe cazuri valul se sparge în zona țărmului, printr-o înaintare bruscă a crestei către litoral. Acest proces de spargere este numit DEFERLARE, iar

acest ultim val a cărei creastă se sparge în apropiere de țărm se numește VAL BRIZANT.

După spargere se formează un jet de apă care înaintează spre plajă, numit jet de mal, care după pierderea energiei de împingere se întoarce spre cuveta marină, spălând totodată materialele nisipoase, de pietriș, cochilii, aduse de jetul de mal.

Procesele morfologice determinate de acțiunea valurilor se realizează sub diferite forme și anume: prin izbire, momentul în care valul lovește partea înaltă a țărmului, forța de lovire ajungând până la zeci de l/m^2 . La aceasta se adaugă însă și presiunea exercitată de masa de apă, dar și aerul care este prins între fruntea valului și faleză. Datorită acestor procese de izbire și presiune, la baza falezei se formează o surplombă și astfel se produc dislocări ale falezei, urmate de procese de prăbușire.

Alt fenomen ce se realizează în această zonă de contact al țărmului cu apa marină este fenomenul de aspirație - aspiră din surplomba falezei sau de pe plajă materiale dislocate.

Activitatea din zona de țărm este completată de asemenea cu fenomene de izbire, bombardare a falezei cu galeți și nisip.

CURENȚII MARINI - sunt deplasări ale masei de apă, datorate diferenței de presiune, viiturilor, diferențelor de salinitate, de temperatură și diferențelor de nivel de pe fundul oceanului.

Importanța lor morfologică este limitată doar la domeniul litoral, unde pot produce, în lungul țărmurilor, procese de dislocare, transport și acumulare a materialului.

După efectul și forma lor, curenții sunt de mai multe feluri, dar aproape toți sunt provocați de valuri și mare.

Curenții de valuri pot fi:

- curenții de derivă litorală - determinați de valurile cu direcție oblică față de țărm și care merg paralel cu acesta; ei provoacă transportul lateral al aportului fluviatil și modifică continuu topografia acumulării de pe plaja submarină;
- curenții de întoarcere pe la fund - deplasează nisipul și chiar materialele grosiere în lungul litoralului;
- curenții de întoarcere pe la suprafață - împing nisipul și materialele grosiere către largul mării;
- curenții de descărcare - sunt activi în unele strâmtoni, fiind determinați de diferența de nivel dintre două bazine;
- curenții de turbiditate - sunt specifici părții inferioare a domeniului litoral și mai ales domeniului submarin propriu-zis. Reprezintă deplasări rapide de apă, încărcate cu mâl și nisip, determinate de cutremure și de supraîncărcarea pantelor cu aluviuni fluviatile.

MAREELE - se manifestă prin înălțarea și coborârea nivelului oceanic la țărmurile înalte sau înaintarea și retragerea apelor marine la țărmurile joase.

Intensitatea maximă a mareelor în care valul fluxului atinge valori foarte mari se remarcă de obicei în lungul țărmurilor joase, în dreptul golfurilor și estuarelor.

În timpul fluxului și refluxului, când se creează valurile de translație ale apei marine, se produc procese de dislocare, transport și acumulare, diferențiate însă de configurația țărmului.

Procesele cele mai intense de eroziune și acum datorate mareelor se înregistrează în dreptul estuarelor, unde la flux, curentul mareic se interferează contrar cu curentul fluviatil.

În această zonă se produc cele mai masive acumulări în interiorul estuarului.

La reflux vectorii celor doi curenți se cumulează, predominând procese de eroziune și evacuare a materialelor. Ex. estuarul Amazonului, flux - 570 km, iar în interior – prorococa.

Aceste procese pot fi împărțite în:

- procesele cu rol secundar - însoțesc acțiunea apei marine, iar uneori imprimă chiar trăsături proprii de amănunt; se manifestează pe țărmurile înalte și în sectorul submers, unde acțiunea valurilor și curenților este mai mică; pe țărmurile înalte se manifestează alunecări, prăbușiri, sufoziune, ele fiind intensificate de acțiunea valurilor și curenților;
- procesele fizico-chimice - sunt legate fie de acțiunea ceții și picăturilor de apă rezultate din spargerea valurilor, fie de cea a apei de mare;
- procesele determinate de acțiuni biologice - se desfășoară în partea inferioară a domeniului litoral și se referă la: perforarea rocilor, schimbarea pH-ului apei, frânarea curenților și a valurilor, concreționari.

Alți factori care influențează morfogeneza în regiunea litorală:

ROCA - determină diferențieri în ritmul eroziunii și în formele rezultate.

Roca poate avea duritate scazută sau duritate mai ridicată (Mohs)

Diferențierile de rocă sunt reprezentate de eroziunea mai puternică în dreptul rocilor moi, fâșiile de roci dure rămânând sub formă de piemonturi.

Țărmurile formate din roci sedimentare sunt cele mai repede erodate și dau naștere la terase, platforme de abraziune și variate forme de acumulare.

Cele mai spectaculoase faleze le întâlnim în rocile sedimentare sau monoclinale. Se impune faleza stâncoasă, dar mai ales specifice intrânduri datorate dispersiei valului în zona de țărm. Ex. în Costinești faleza săpată în loess.

STRUCTURA - dirijează acțiunea de eroziune a apelor marine, în funcție de orientarea acesteia față de linia de țărm. Fiind tăiată sub diferite unghiuri de linia țărmului, va imprima acestuia o anumită fizionomie, iar proceselor o variație de intensitate de la un sector la altul.

MIȘCĂRILE TECTONICE - influențează atât asupra deplasării liniei de țărm, cât și asupra tipurilor și stadiilor evolutive.

Mișcările tectonice de coborâre sau înălțare pot genera înaintări (transgresiuni) ale apei de mare sau coborârea nivelului oceanic și îndepărtarea apei oceanice de țărm (regresiuni).

MIȘCĂRI EUSTATICE - de înălțare și coborâre a nivelului oceanic determină modificări climatice.

INFLUENȚA HIDROGRAFIEI CONTINENTALE - acționează asupra regiunilor litorale. Gurile de vărsare pot fi transformate în estuare, litorale sau pot forma delte.

FORMELE DE RELIEF LITORAL

Ca urmare a proceselor de izbire provocate de valuri și fluxurile mareice, la contactul dintre uscat și apa mării se formează versanți abrupti numiți faleză.

Falezele sunt o consecință a eroziunii exercitate de valuri, care depinde de energia, respectiv de înălțimea și succesiunea lor.

În funcție de morfologia ei se separă mai multe tipuri de faleză.

Tipurile de faleze diferă după natura petrografică ce le constituie, cât și după agentul moderator. În acest sens se separă următoarele tipuri:

- faleză de argile - la care panta nu este foarte abruptă și la care apar numeroase alunecări de teren;
- faleză cu mari prăbușiri, abruptă și cu imense blocuri desprinse; apar mai ales când o rocă dură stă pe roci mai moi;
- faleză în strate alternante de roci moi și roci dure (argile și gresii) ce dau nivele de alunecări formând banchete și pseudoterase;
- faleză în roci dure și nestratificate (gresii, calcare, bazalte, granite) cu forme verticale, piloni izolați, arcade;
- pseudofaleză - determinată de un relief lobat, descendent spre mare; doar partea inferioară a pantei este faleză adevărată;
- faleză în strate cu cădere puternică spre mare - care generează un fel platformă structurală, specifică rocilor cristaline, gresiilor;
- faleză în badland (șiroiri în argilă) - care nu are deloc porțiuni verticale;
- faleză secundară - rezultată dintr-o captare prin eroziune litorală a unui râu și reținere a reliefului.

Evoluția falezelor reprezintă o continuă luptă a valurilor cu țărmul pe care îl atacă continuu.

Prin retragerea falezelor ca urmare a proceselor de abraziune marină se formează platformele de abraziune, ce fac legătură între faleză și apa marină. Procesul de retragere a falezei încetează când aceasta ajunge în afara influenței apei marine.

În fața falezei, ca o zonă de interferență între ea și apa mării se găsește plaja.

PLAJA - o fâșie inundabilă din cadrul domeniului litoral, caracterizată prin acumulări de nisip, pietris, sfărâmaturi de cochilii. La țărmurile cu faleză aceasta este redusă sau lipsește, pe când la țărmurile joase ea este dezvoltată. Din punct de vedere morfometric și morfografic se deosebesc următoarele tipuri de plaje:

- plajă înaltă - se desfășoară deasupra limitei superioare a fluxului, fiind acoperită numai de furtună; ea se prezintă uneori în trepte în sectoarele unde alimentarea cu nisip și pietris este bogată și unde furtunile sunt deosebit de puternice;

- plajă propriu-zisă - este delimitată de valorile medii ale nivelurilor maxime și ale celor minime, contactul cu sectoarele vecine fiind evidențiat de mici abrupturi (microfaleze); panta sa variază în funcție de granulometria materialelor acumulate, fiind de câteva grade la cele nisipoase și de până la 30-60° la cele formate din pietrișuri; profilul său este convex în partea superioară și concav la bază.

- plajă submarină - acoperită permanent cu apă, urmează după microfaleză; nisipul este din ce în ce mai fin spre larg și morfologia mai puțin variată.

MICROFORMELE SPECIFICE ALE PLAJEI - se remarcă prin mobilitate și se compun din câteva tipuri principale:

- festoanele - create de valuri pe ultimele două sectoare ale plajei, reprezintă mici

ondulări, creste (până la câțiva dm), simetrice la adâncimi mari și asimetrice la adâncimi mai reduse;

- cornurile de plajă - sunt festoane de dimensiuni mai mari, dezvoltate pe plaja propriu-zisă, sunt bine exprimate când granulometria este mare; ele provin din acțiunea valurilor puternice.

- ridurile și brazdele litorale - apar sub acțiunea remuului hidraulic al hulei la partea superioară a plajei submarine și au o desfășurare paralelă sau oblică față de litoral, dar totdeauna perpendiculare pe direcția de propagare a mișcării.

CORDOANELE LITORALE - sunt forme de acumulare care se realizează în lungul țărmului sub influența majoră a curenților marini, la care se adaugă și acțiunea valurilor. Ele sunt frecvente la gurile de vărsare ale marilor fluvii ce transportă submers mari cantități de aluviuni. Curenții marini redistribuie în lungul țărmului aceste materiale formând în momentul apariției la suprafață cordoane litorale.

Când închid foste golfuri dau naștere la lagune, iar când închid foste estuare dau naștere la limane fluvio-marine.

DELTELE - sunt forme de acumulare rezultate în zona de interferență a curenților fluviali cu apa mărilor.

Deltele apar la gura fluviilor și râurilor mari care se varsă într-un ocean. Termenul provine de la delta Nilului, cunoscută din vechime, când a primit acest nume datorită asemănării cu litera delta (□).

Condiții optime pentru formarea deltelor:

- fluvii sau râuri cu un volum mare de aluviuni adus și depus în zona litorală în care nu pot fi îndepărtate de curenții marini;

- lipsa în zonele de țărm a mareelor sau existența de marea slabe; - adâncimea mică a apei în zona litoralului.

Formarea deltelor este accentuată de apariția în zona gurilor de vărsare a fluviului a unor cordoane litorale în spatele cărora curenții marini au o intensitate foarte redusă.

Caracterul specific deltelor este avansarea uscatului în mare, respectiv depunerea aluviunilor aduse de fluviu. Aceasta are loc din cauza scăderii bruște a vitezei de transport a debitului solid, care se depune în mare, prelungind cursul fluviului.

Dimensiunile și formele deltelor sunt foarte variate, în funcție de înclinarea pantei continentale, de cantitatea de aluviuni adusă de fluviu, de adâncimea mării. Se pot distinge următoarele tipuri de delte:

- delte triunghiulare (tip Tibru) - este cea mai simplă, având un singur braț care construiește un uscat simplu, triunghiular, cu puține brațe secundare sau grinduri;

- delte digitale (tip Mississippi) - apare la fluvii cu un aport foarte mare de aluviuni, aduse de un braț principal ce avansează rapid și ce se ramifică doar la capăt; forma generală este de uscat ce avansează pe o porțiune îngustă, dar de lungime mare;

- delte răsfirate (tip Volga) - are nenumărate brațe aproximativ paralele. Se formează în mări închise, puțin adânci, în care se dezvoltă pe mari suprafețe;

- delte barate (tip Nil) - se formează prin închiderea unui golf marin de către un cordon litoral, în spatele căruia se dezvoltă lacuri, grinduri, mlaștini. Acestui tip îi aparține și Delta Dunării.

CONSTRUCȚII CORALIGENE - sunt determinate în principal de coloniile de corali. Aceste procese au la bază capacitatea de secretare a carbonatului de calciu de către alge Cyanophyceae sub formă de pături subțiri.

Bioconstrucțiile recifale reprezintă cea mai importantă formă de acumulare a calcarelor. În esență este vorba de construcții de mari dimensiuni (zeci, sute și chiar mii de km) realizate de conviețuirea unui număr mare de animale și plante ce au calcarul ca schelet intern sau extern.

Pentru formarea unui recif este necesar un substrat solid calcaros (malul și nisipul creează dificultăți de supraviețuire a coralilor) și apă caldă (recifii formați exclusiv din briozoare, viermi, alge se găsesc numai între latitudinile 30° N și S - în apă de până la 50 m adâncime și bine aerisită). Rata de creștere este de 1, 5-30 mm pe an. Acumulările repetate ale coralilor creează recifi coraligeni. Există trei tipuri de recifi:

- **recifi de țărm** - când se formează chiar lângă sau pe țărmurile abrupte ale mărilor și oceanelor și au câțiva metri lățime; creșterea lor este mai activă spre largul oceanului;

- **recifii barieră** - se găsesc mai în larg decât precedenții și separă un canal marin în apropierea țărmului de restul apei marine (printr-un șanț de 10-100 km lățime); cel mai mare recif barieră însoțește coasta de NE a Australiei, unde se întinde pe o lungime de 2400 km, separat de țărm de un șanț lat de 40-80 km și adânc de 20-80 m;

- **recifii circulari (atolii)** - sunt construcții recifale inelare care prezintă o fâșie relativ îngustă de maxim 1 km, ce se ridică cu 1-4 m deasupra apei, sau rămâne imediat sub suprafața ei; închid în interiorul lor un lac numit lagună.

Pe acești recifi pot ajunge semințele de palmier sau diferite plante tropicale.

ȚĂRMURILE

Țărmul actual al mărilor și oceanelor reprezintă un stadiu efemer, un moment în istoria geologică, depinzând de cantitatea de apă aflată în acest moment în oceanul mondial. Ultima glaciație a determinat ca nivelul oceanic să fie scăzut cu circa 80 m față de cel actual, urmat apoi de o ridicare continuă, până chiar deasupra nivelului actual. Această ridicare a invadat treptat mari suprafețe din teritoriul ce fusese uscat, invazie fiind cunoscută sub numele de transgresiune flandriană, după care a coborât la nivelul actual, cu mici oscilații în post-glaciar.

Transgresiunea flandriană a modificat profund țărmurile, inundând relieful creat anterior.

Țărmurile se pot împărți în două categorii: - înalte; - joase.

I. **ȚĂRMURI ALINIATE** (tip românesc) - sunt caracterizate prin faptul că evoluția lor îndelungată într-un regim stabil, a permis curenților să alinieze țărmul. De obicei este vorba de țărmuri joase cu guri care se termină în delte, golfuri și limanuri (sistemul Razim - Sinoe).

II. **ȚĂRMURI FESTONATE** - prezintă o mare decupare a liniei de țărm, fără să existe tendința de aliniere. Festonarea puternică are mai multe cauze ce definesc mai multe tipuri:

- **Țărm tip Rias**, la care se succed capuri și intrânduri, corespunzând unor guri de râuri care au fost invadate de apă. De aceea pot să prezinte cotituri corespunzând unor meandre sau porțiuni liniare. Denumirea vine din dialectul Galiciei care denumește astfel o vale inundată de mare.

- **Țărm tip Watt** - corespunde unei platforme litorale foarte extinse și de mică adâncime unde râurile aducând mari cantități de aluviuni le depun formând bancuri, cordoane, insule, ce devin un mare uscat în timpul refluxului.

- **Țărm tip Marea Aral** - este tot un țărm jos, neregulat, cu o mulțime de bancuri și

insule care nu sunt decât dune, între care se instalează golfuri. Este de fapt un relief eolian inundat de mare.

- Tărm tip Calanques - este înalt, cu pereți verticali, constituiți din calcare și cu o decupare a țărmului datorită faptului că marea a inundat un relief carstic cu polii și văi în fund de sac.

III. **ȚĂRMURI GLACIARE** - sunt rezultatul invadării de către apa marină a unui relief glaciatic care poate fi de natură variată, în funcție de faptul că substratul este de eroziune glaciatică sau de depunere glaciatică.

- Tărm cu fiorduri - specific Norvegiei, este rezultatul invadării de către apă a unui relief glaciatic alpin. Fiordurile sunt profunde, cu versanți abrupti, scobiți concav (formă de U), pătrunzând adânc și sinuos în uscat. Văile glaciatiche adiacente, rămase suspendate după dispariția ghețarilor se termină sus în versanți, peste rupturile de pantă prăvălindu-se cascade.

- Tărm cu skjars - caracteristic Finlandei, rezultă din invadarea de către mare a unui relief de eroziune, de calotă. Este un teren netezit și șlefuit de ghețari, cu berbeci, prezentând multe capuri, golfuri, mici insule.

IV. **ȚĂRMURI EMERSE** - sunt cele la care local a avut loc o ridicare tectonică.

- Tărm cu terase - se datorează ridicării vechii platforme litorale deasupra nivelului actual, prezentându-se ca un plan înclinat ușor spre mare, de lățime variabilă.

V. **ȚĂRMURILE NEUTRE** - se datorează naturii lor geologice, care își pune amprenta pe morfologie fără să țină seama de oscilațiile liniei țărmului.

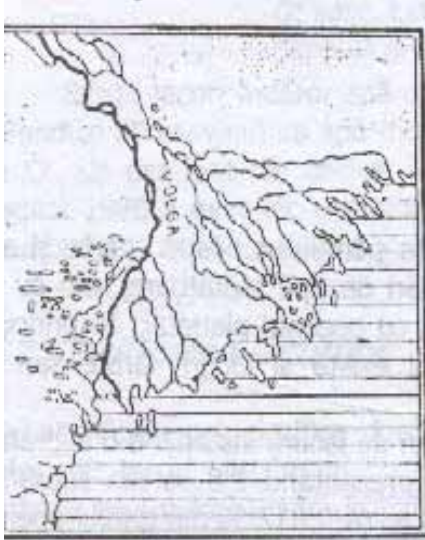
- Tărm de tip dalmat - reprezintă înecarea unei structuri cutate de tip Jurasian, cu anticlinalele formând insule paralele cu țărmul, separate de brațe de mare ce au invadat sinclinalele.

- Tărm falial - este rectiliniu, abrupt de obicei și evidențiază o falie ce pune în contact o rocă moale, erodată de valuri, cu una dură, ce face faleză.

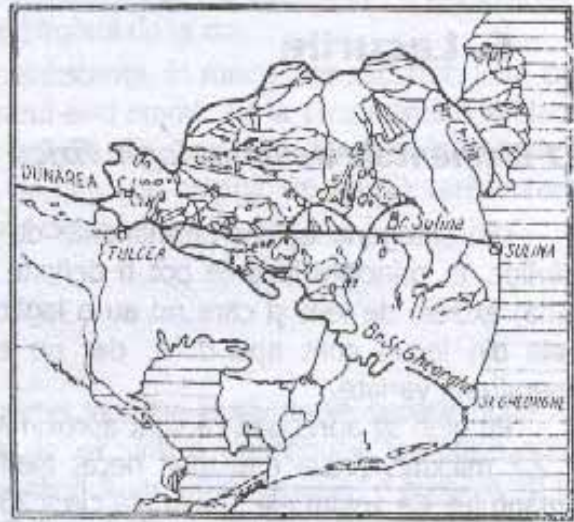
- Tărm de tip Breton - este rezultatul atacului mării asupra unei structuri dispuse perpendicular pe linia țărmului. Caracteristice sunt golfurile largi, deschise, separate de promontorii ce se termină ascuțit.

- Tărm vulcanic - este specific aparatelor vulcanice imerse. Ele pot fi circulare, pot să reprezinte caldera de explozie invadată de mare. Uneori sunt festonate, deoarece valurile au atacat curgeri de lavă sau depozite de cinerite.

- Tărm coraligen - se datorează construcțiilor recifale care pot să reprezinte construcții circulare (atoli) sau bare longitudinale, paralele cu țărmul (recif barieră)



Delta fluviului Volga



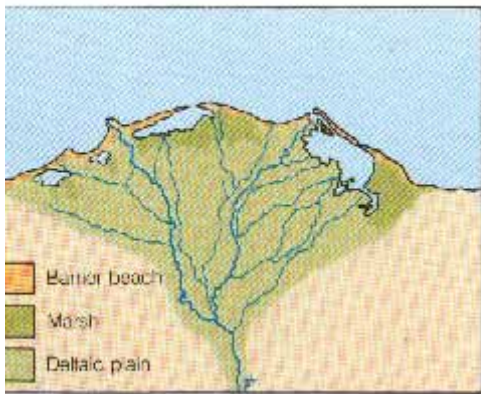
Delta Dunarii



Delta Tibrului



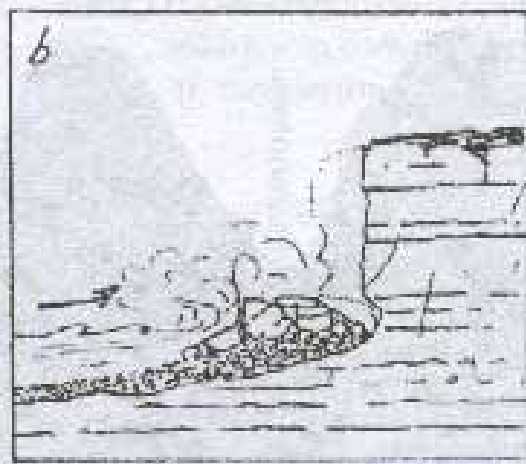
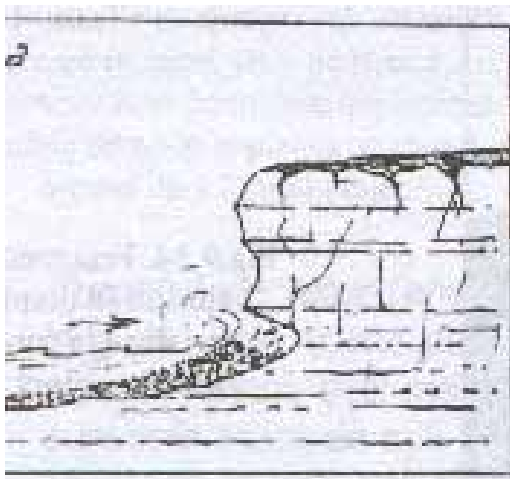
Delta fluviului Mississippi



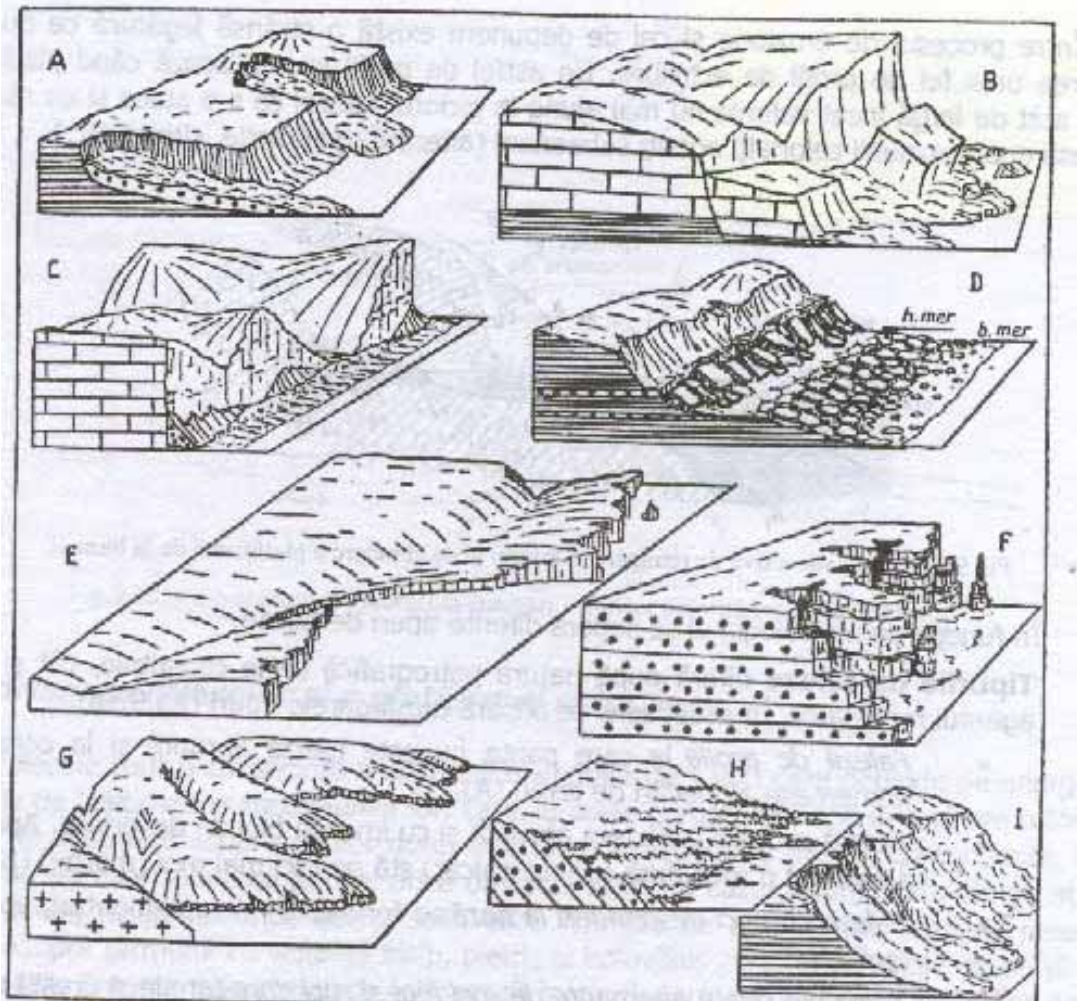
Delta Nillului



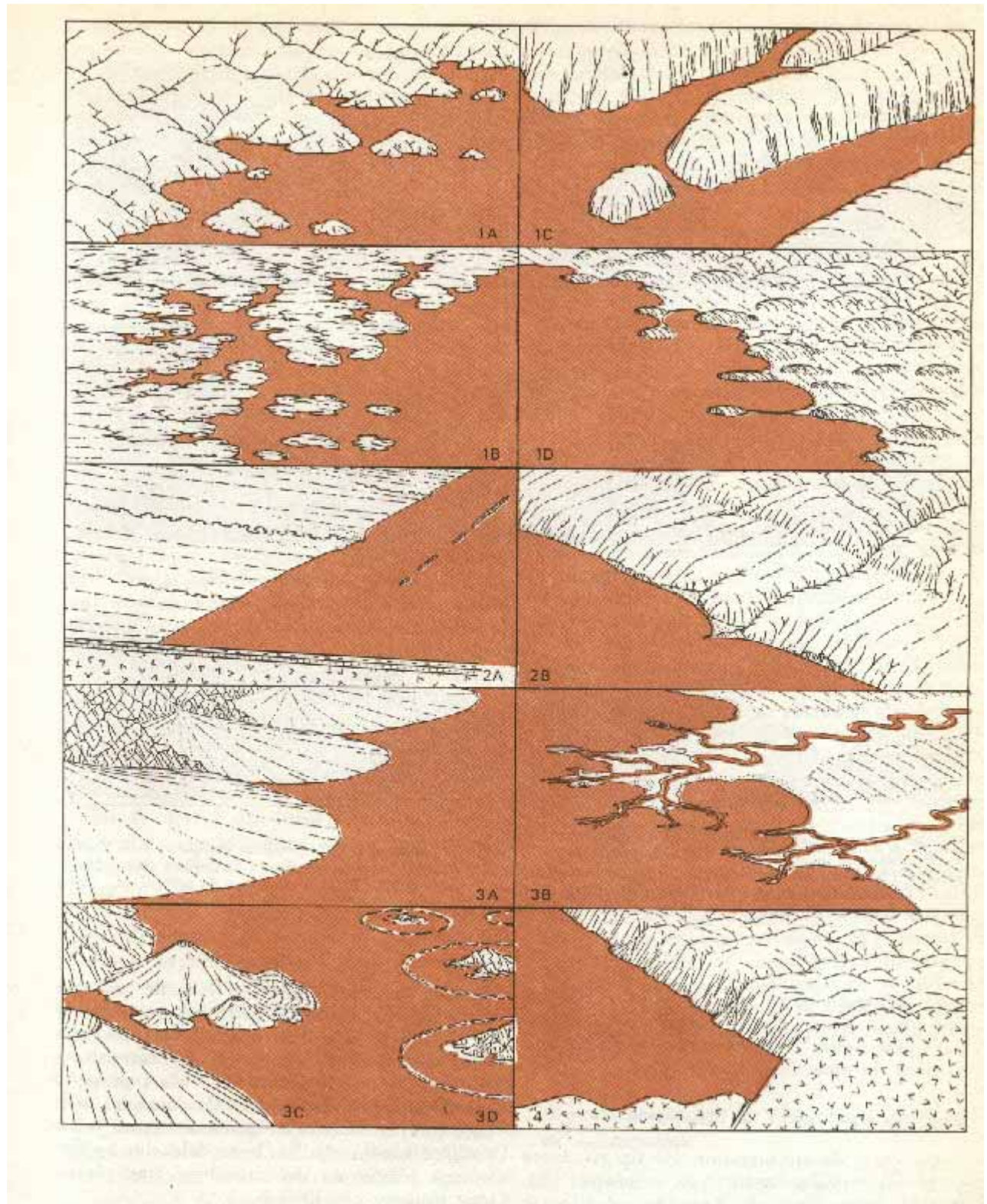
Delta Nigerului



Retragerea falezelor prin surpare si prabusire



Tipuri de faleze



Țărmuri de submersiune: 1 A, Țărm înalt submers; 1 B, Țărm jos submers; 1 C, Țărm cu fiorduri; 1 D, Țărm cu depozite glaciare submerse (cu drumlinuri), **Țărmuri de emersiune:** 2 A, Țărm cu pantă domoală; 2 B, Țărm cu pantă puternic înclinată. **Țărmuri noi:** 3 A, Țărm cu conuri de dejecție; 3 B, Țărm deltic; 3 C, Țărm vulcanic. 4, Țărmuri faliate.

CURS 7

RELIEFUL EOLIAN EROZIUNEA EOLIANĂ

Acțiunea de eroziune a vântului poartă numele de „eoliană” de la *eol*, zeul vântului la greci. În ordinea puterii de eroziune, vântul se situează pe locul a 4-lea, după apa curgătoare, marea și ghețari, fiind predominantă doar în zonele deșertice. Se disting două acțiuni diferite ale vântului, deflația și coraziunea, prima fiind îndepărtarea de către vânt a materialului dezagregat, a doua, atacul și modelarea rocilor. Pentru a-și realiza opera de modelare a rocilor, vântul trebuie să fie încărcat cu proiectile, singur neavând forța necesară de eroziune.

Deflația

Deflația are loc pe suprafețe plane, uscate, acoperite de fragmente fine de roci rezultate din meteorizație sau depuse de diferiții agenți (apa de șiroire, apa curgătoare, valurile). Ea se face simțită mai ales în zonele aride unde practic întreaga suprafață este supusă deflației. Vântul spulberă praful ridicându-l la mare înălțime putându-l duce la distanțe considerabile.

Formele de relief create de deflație sunt multiple, cele mai importante fiind:

- Depresiunile de deflație sunt scobituri într-un teren plan ce pot avea de la câțiva metri la 2 km în diametru, cu adâncimi de doar câțiva decimetri. Ele apar mai ales în zonele aride sau în cele semiaride unde învelișul ierbos este îndepărtat, vântul putând acționa în voie. Dacă plouă în scobituri se formează băltoace iar după evaporarea apei terenul se transformă într-o suprafață cu noroi uscat și crăpat, cunoscută sub numele de *tarâre*.
- Depresiunile playa sunt astfel de scobituri de deflație, de mai mare amploare, cu lacuri temporare, și unde, după evaporarea apei, rămân cruste de diferite săruri.
- Pavajul de deșert (reg) este o suprafață acoperită de sfărâmături de roci de diferite dimensiuni, bine îmbucate între ele, rezultate din îndepărtarea de către vânt a materialului fin (praf și nisip). În locurile unde la suprafața terenului precipită gips, calcar sau alte săruri, fragmentele de roci sunt cimentele devenind o carapace protectoare împotriva deflației ulterioare.

Coraziunea

Este acțiunea de eroziune asupra rocilor și reliefului determinată de vânt. Cum s-a mai spus, curenții de aer nu au în sine puterea să modeleze stâncile dar înarmați cu subtilele proiectile care sunt granulele de nisip devin un puternic agent modelator. Formele rezultate sunt următoarele:

- Relief de coraziune diferențială se grefează pe o stivă de roci în care alternează stratele din roci de rezistență diferită la eroziune. Proiectilele cu care este încărcat curentul de aer roade stratele mai puțin dure, lăsând în relief pe cele dure. Pot rezulta faleze cu cavitati (scobituri), mai adânci la bază, unde cantitatea de nisip antrenat de vânt este mai mare, stânci în formă de ciuperci, cum sunt celebrele „Babe” din Bucegi, unde însă procesul de formare este mai complex, după cum se va vedea mai departe. Tot atât de celebru este și „Sfinxul din Bucegi”, formațiune pur eoliană, în ciuda ideilor fanteziste că

ar fi creație umană. Dacă vântul acționează asupra unui depozit de nisip ce conține concrețiuni sferice (**trovanți**), aceștia vor fi reliefați ca sfere eoliene. În sfârșit, dacă baza este puternic erodată poate rămâne un bloc deasupra într-o poziție ușor instabilă. Este ceea ce se numește -pietre balansoar.

- *Stâlpii și acele eoliene* rezultă tot dintr-o coraziune diferențială, pe strate verticale sau înclinate, putând genera un relief ruiniform. Dacă stratele sunt individualizate până la un singur strat, se evidențiază *ziduri eoliene*.

- *Scobiturile eoliene* sunt excavațiuni realizate de vânt în condiții de incidență unghiulară a curentului asupra unui perete de gresii sau alt tip de rocă friabilă. Excavațiunile pot avea dimensiuni de ordinul metrilor, când poartă numele de *taffonii*, de ordinul decimetrilor când se poate vorbi de *buzunare eoliene* sau de cel al centimetrilor, când rezultatul este un *fagure eolian*, formă ce reliefează foarte bine structura intimă a rocii, acționând diferențial la scară foarte redusă.

Arcadele eoliene rezultă din străpungerea unui panou de rocă rămasă în relief. Apar în strate orizontale sau în roci masive cu fisuri verticale ce permit separarea unor panouri verticale care sunt atacate de coraziune.

Iardangurile reprezintă un relief format în condiții de deșert pe roci argiloase care sunt roase de vântul încărcat cu nisip. Rezultă mici șențulețe paralele cu direcția vântului separate de creste festonate. Sunt tipice pentru zonele deșertice din Turkestan.

Fasonarea pietrelor este un proces care afectează galeții sau fragmente de roci de ordinul centimetrilor. Astfel de pietre sunt șlefuite de vânt pe o latură și netezite, apoi dacă se schimbă direcția vântului altă față este șlefuită, apoi alta. Rezultă pietre cu fețe poliedrice bine luciate, denumite *pietre cu fațete*. Deoarece de cele mai multe ori forma este de tetraedru, ele se numesc și *Dreikantere* (cu trei muchii).

Luciul deșertului este patina pe care o capătă rocile în zonele de deșert din cauza evaporării intense a apei din zonă și care depune pe suprafață pelicule de oxizi de fier sau mangan conferindu-le culoare și luci.

4. Transportul eolian

În funcție de puterea sa vântul poate transporta material de diferite mărimi și greutate, de la praf la pietricele.

Praful, cu dimensiuni sub 0,05 mm, este alcătuit din granule de cuarț, calcit, diverse minerale, substanță organică, cenușe vulcanică etc. Praful rezultă mai ales din meteorizație, dar poate proveni și din săruri precipitate, mături depuse de ape sau măcinișul ghețarilor. Praful poate fi ridicat de furtuni până la mari înălțimi, ajungând chiar în stratosfera, și transportat la mari distanțe. Furtuni de praf au dus material din Sahara până în Franța, Italia și chiar până în România, deci la circa 5000 km; în Japonia ajunge praful din deșertul Gobi iar în Noua Zeelandă, cel din Australia. S-a calculat că un kilometru cub de aer poate conține până la 875 tone de praf, iar în 1965 o furtună de praf a transportat în insulele Ganare circa 4 mil.m³ de praf. Depunerea prafului nu este semnificativă decât în cazul loessului, după cum se va vedea mai departe.

Nisipul este transportat de vânturi puternice la înălțimi nu prea mari (se apreciază cam la 2 m) dar departe ca distanță printr-un proces de saltație (sărituri). Granulele ridicate de vânt descriu în aer o curbă parabolică, lovesc cu impact puternic pământul, de unde ricoșează descriind o nouă curbă. Impactul este cel ce modelează rocile (coraziunea), dar nisipul poate ajunge astfel la câteva sute și chiar mii de metri distanță.

Impactul nisipului purtat de vânt poate fi simțit și de om, de ex. în Bucegi la Babele unde pe timp de vânt puternic trebuie să-ți protejezi fața.

Mărimea granulelor transportate depinde de viteza vântului, după cum se poate vedea din tabelul de mai jos:

Viteza vântului	Diametrul particulei
4,5-6,7m/s	0,25 mm
6,7-8,5m/s	0,50 mm
8,4-9,8m/s	0,75 mm
9,8-11,4 m/s	1,00 mm
11,4-13,0 m/s	1,50 mm

În timpul transportului eolian granulele de nisip suferă o sortare, particulele fine fiind depuse cel mai departe. În același timp are loc și o șlefuire a suprafeței, care devine netedă, lucioasă, iar granulele însăși sunt rotunjite și prezintă mici scobituri datorită ciocnirii cu alte particule. Nisipul eolian poate fi astfel bine identificat în formațiunile geologice vechi.

Pietrișul și prundișul, cu granule până la 8 cm, poate fi deplasat de vânt, dar evident pe distanța foarte mici. Cea mai mică asperitate a terenului îl oprește dar este suficient pentru a da o anumită rotunjire elementelor și a forma brâuri de pietriș în dreptul obstacolelor.

Sedimentarea eoliană

Materialele ridicate și transportate de vânt sunt depuse în conformitate cu greutatea lor și după procese proprii.

Sedimentarea materialelor grosiere

Sedimentarea materialelor grosiere, adică al pietrișului, are loc în imediata apropiere a locului de origine și se caracterizează prin lipsa materialului fin, dus mai departe, și prin șlefuirea caracteristică a granulelor (pietre cu fațete și cu luciul deșertului). Se pot forma brâuri și valuri de pietriș în jurul unor obstacole.

Sedimentarea nisipului

Are loc tot în jurul unor obstacole care reduc viteza vântului și prin aceasta îi scad portanta. Acumulările de nisip poartă numele de **dune** și ele sunt de diferite feluri, putând fi clasificate după originea materialului și după dinamica lor. În general o dună este asimetrică, având partea din spre direcția de bătaie a vântului lină (de 10-15°) iar cea din umbra vântului abruptă (de 30-40°) reprezentând unghiul de taluz natural al nisipului. Pe partea lină se formează și vălurile ondulate, denumite *wind ripples*, asemănătoare celor lăsate de valuri.

Dunele odată formate suferă o deplasare fiind împinse de vânt înainte. Dacă direcția și intensitatea vântului nu se modifică duna își păstrează forma, cu cele două pante asimetrice. Dacă se modifică însă direcția sau intensitatea vântului, sau diminuează aportul de nisip, duna descrește în înălțime sau, dimpotrivă, dacă se mărește aportul de nisip, ea crește, mai precis, peste vechiul sistem de dune se suprapune altul.

Stratificația nisipului în dune este conformă cu panta lină în versantul bătut de vânt, respectiv cu panta abruptă în umbra vântului. Prin migrarea dunei nisipul din partea lină vine să se suprapună peste cel din partea abruptă, stratele de depunere succesivă făcând un unghi cu cele subiacente. Rezultă o *stratificare încrucișată*, specifică materialului din

dune. Deoarece stratificația încrucișată apare și în sedimentarea deltaică și marină, pentru identificarea dunelor din formațiile geologice trecute analiza stratificației trebuie coroborată cu analiza morfologiei granulelor de nisip, cele de dune prezentând caracteristicile menționate, rotunjire, luciery și gropițe de impact reciproc

Dunele se clasifică după locul de origine al materialului, și după forma lor:

1. După locul de origine dunele sunt de trei tipuri:

- *Dunele marine* se formează pe țărmurile mărilor prin acumularea nisipului de plaje. Ele se dispun paralel cu linia țărmului și prezintă partea bătută de vânt spre mare. Astfel de dune însoțesc toate țărmurile joase.
- *Dunele fluviatile* se formează în lunca majoră a râurilor sau a fluviilor din nisipul prelucrat chiar de râu. Astfel de dune se dispun în general perpendicular pe direcția cursului de apă.
- *Dunele de deșert* sunt cele mai răspândite, ele apărând în mijlocul continentelor în zonele de mare ariditate, ca de ex. în Africa (Sahara și Kalahari), în Asia Centrală și în Australia.

2. După mobilitatea lor dunele se împart în dune fixe și mobile, cele din urmă fiind cele mai obișnuite.

- *Dunele fixe* se dispun în jurul unui obstacol, o ridicătură a terenului, o stâncă sau chiar un copac. Un astfel de obstacol determină frânarea vântului care depune nisipul în fața lui dar, din cauza unui mic curent turbionar, la o oarecare distanță, lăsând un șanț. Un astfel de șanț se formează și în umbra vântului, după care duna se continuă.
- *Dunele mobile* sunt acumulările de nisip care se deplasează sub acțiunea vântului în direcția lui de bătaie. Dunele mobile se succed în valuri, pe mari distanțe, caracterizând zonele de deșert. Dar și dunele marine și fluviatile pot migra în direcția de bătaie a vântului.

3. După morfologie dunele sunt de mai multe tipuri.

- *Barkane* sunt dune semilunare specifice zonelor de deșert și în care nisipul se concentrează mai ales în ele, apărând izolate unele de celelalte. Ele denotă o alimentare oarecum redusă în nisip. Forma semilunară se datorează curentului de aer care spulberă nisipul lateral, iar în partea concavă, din umbra vântului, apar curenți de convecție. Panta lină este cea convexă, iar cea concavă este abruptă.

- *Dunele transversale* apar când nisipul este abundent, acoperind mari suprafețe, ceea ce se numește o mare de nisip sau erg. Dunele apar în șiruri paralele sau în releu, cu depresiuni adânci între ele, putând atinge 100 m înălțime. Deserturile conțin cantități imense de nisip ceea ce a ridicat problema provenienței lui. Se pare că doar procesul de meteorizație a rocilor nu poate genera o cantitate atât de mare, fapt pentru care se consideră că origina primară a nisipului trebuie să fie marină, el fiind reluat în condiții continentale în decursul evoluției geologice.

- *Dunele parabolice* seamănă cu barkanele dar au convexitatea inversă, în spre direcția din care bate vântul. Ele apar pe plaje joase unde la început vântul care bate din spre mare creează o scobitură de deflație mărginită apoi de o acumulare de nisip ce o mulează, dând o dună literală de deflație. Ea poate avansa spre uscat, acoperind păduri sau așezări omenești. În zonele de platouri aride cu vegetație săracă și nisip puțin pot să apară în jurul depresiunilor de deflație dune parabolice de deflație. Ele se formează în jurul tufișurilor joase și apar ca niște creste scunde, cu panta lină în concavitate. Dacă duna migrează ea se alungește mult și ia forma de dună în formă de ac de păr.

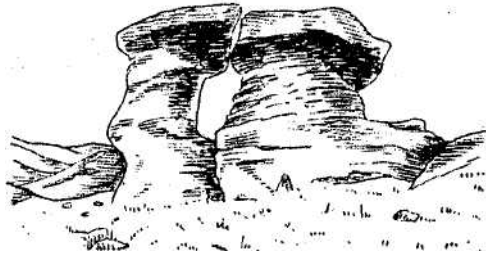
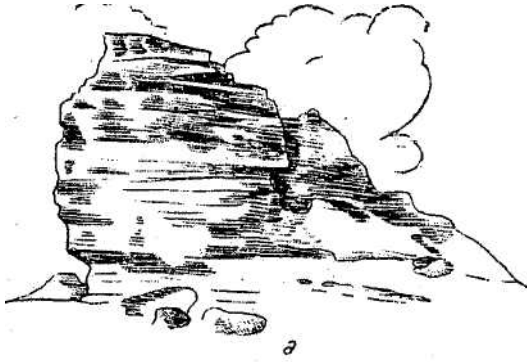
- *Dunele longitudinale* apar în zonele de deșert cu nisip puțin și vânturi puternice și de direcție constantă. Înălțimea acestor dune este mică (de ordinul metrilor), dar se pot întinde pe mulți kilometri. Ele sunt în general simetrice.
- *Dunele stelate* sau piramidale au în plan forma unei stele, fiind o acumulare de nisip mai ales de formă triunghiulară, cu înălțimi de până la 200 m. Prezintă pe suprafață un fel de alveole. Sunt foarte stabile, nemigrând niciodată.
- *Dunele-dig* nu sunt dune adevărate ci acumulări de nisip dispuse ca niște diguri în prelungirea unui obstacol care fac o protecție. Ele poartă și numele de **sanddrift**-uri.

Sedimentarea prafului

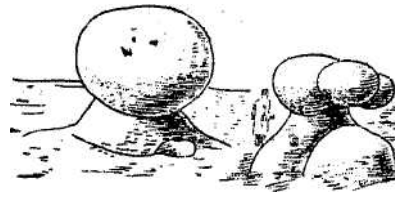
Sedimentarea prafului este semnificativă în unele zone ale globului unde el s-a acumulat în cantități mari în epoci geologice trecute, procesul fiind mult mai redus astăzi. Materialul astfel acumulat poartă numele de **loess**, rocă prăfoasă cu o componentă argilooasă și care are o structură poroasă. Porii rezultă din resturile de vegetație (fire de iarbă) în jurul cărora s-a depus praful și care apoi au putrezit. Această porozitate verticală face ca loessul să se desfacă columnar, lăsând pereți abrupti, chiar verticali, în care apa sapă ușor, formând văi și chei.

Loessul poate acoperi suprafețe mari și atinge grosimi de metri. În China apar suprafețe de mii de kilometri pătrați, putând atinge chiar 90 m grosime. Proveniența unei atât de mari cantități de praf a ridicat numeroase probleme, considerându-se acum că el reprezintă măcinișul ultimei faze glaciare care a acoperit zonele de latitudini mari ale globului. În avansarea lor ghețarii au răzuit substratul transformând rocile din bază în praf, pentru ca apoi, după retragerea lor, acesta să fie spulberat de vânturi. Este semnificativ că marile întinderi de loess ale globului se află în zonele în care au existat și calotele glaciare cuaternare.

Loessul, care acoperă și la noi o bună parte a zonelor de câmpie, constituie un substrat foarte bun pentru solificare, rezultând un teren fertil.



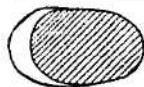
Sfinxul (a) și babele (b) din Bucegi



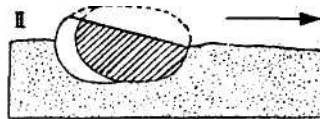
Sfere eoliene (a) și ciuperci eoliene (b,c)

Yandanguri paralele

Direcția vinului



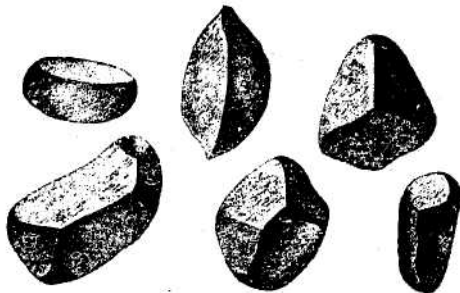
Direcția untului

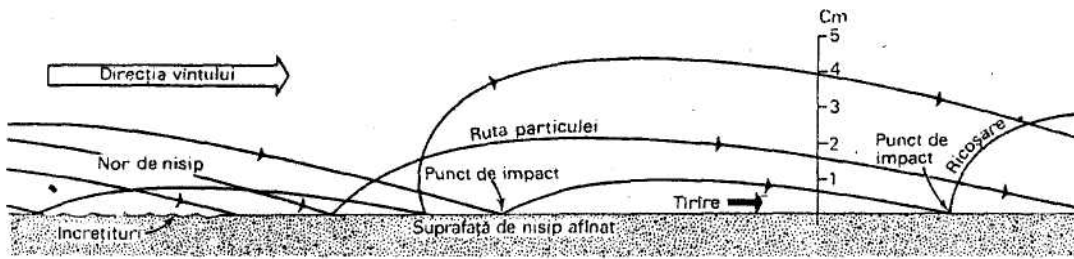


Formarea gliptolitelor; I -șlefuirea primei fațete; II - șlefuirea

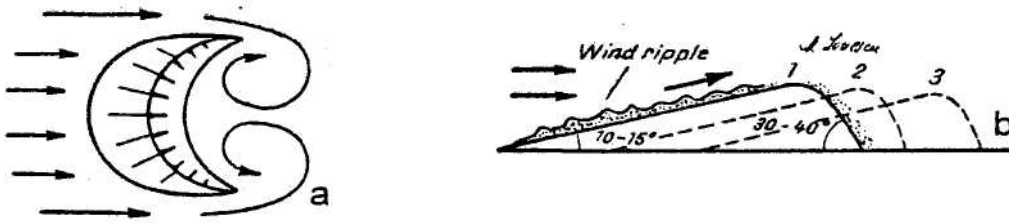
cele de-a doua fațete după schimbarea direcției vântului (sus -în secțiune, jos - în plan orizontal).

Pietre cu fațete.

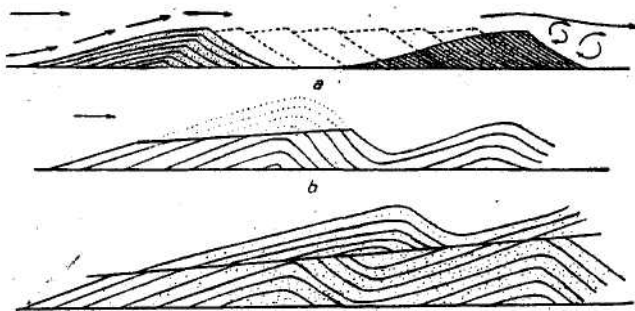




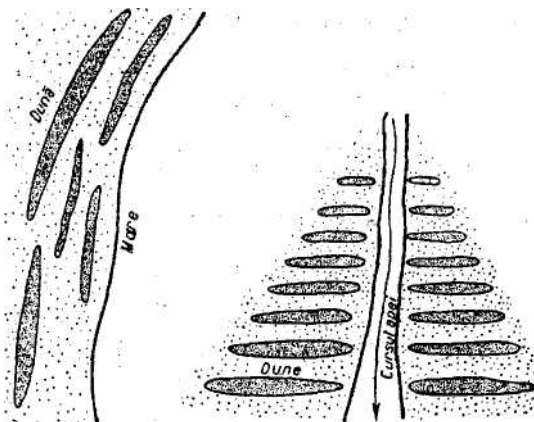
Particulele de nisip se deplasează prin salturi succesive



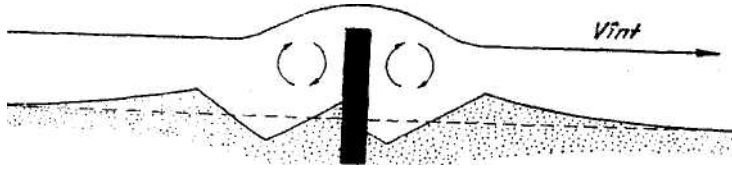
a. Schema în plan a unei barcane și direcția vântului, b. Profilul transversal al unei dune indicând trei stadii (1, 2, 3) în procesul ei de migrare și poziția wind-ripple-urilor.



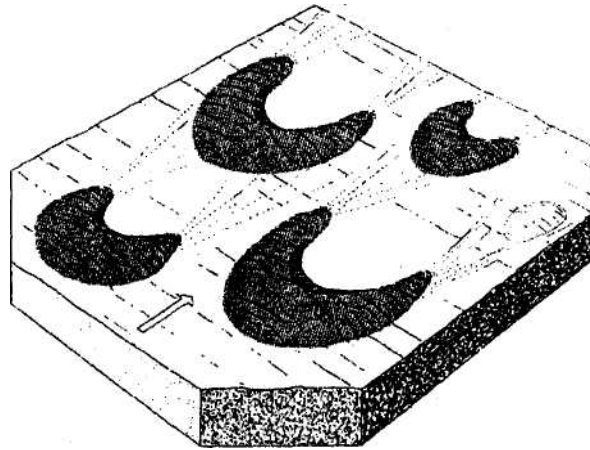
Deplasarea dunelor: a - deplasări normale; b - deplasări descrescânde; c - deplasări crescânde



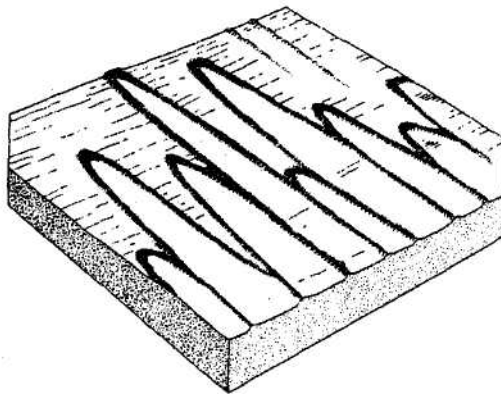
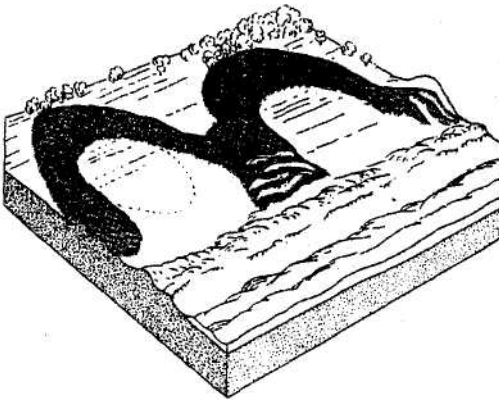
Dispunerea dunelor marine și fluviatile: a - dune marine; b - dune fluviatile



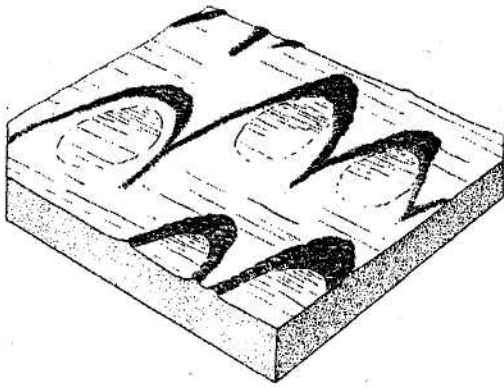
Procesul de depunere a nisipului în funcție de un obstacol.



Barcane. Săgeata indică direcția vântului

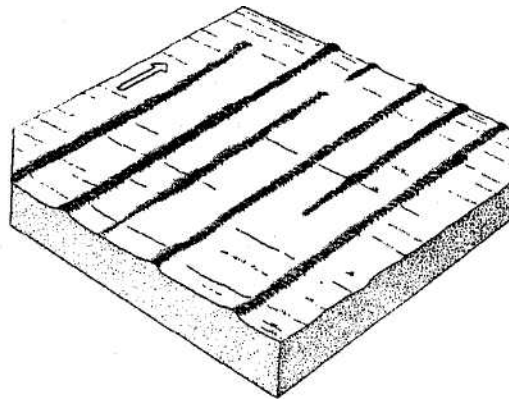


A Dune litorale de deflație, cu depresiuni C. Dune parabolice în forma de ac de par în forma de farfurie



B. Dune litorale de deflație

într-o zonă de câmpie arida



D. Dune longitudinale într-o câmpie de desert.

Patru tipuri de dune. Vântul dominant este același pentru toate biocdiagramele.

- A. Dune litorale de deflație, cu 'depresiuni în formă de farfurie.
- B. Dune parabolice de deflație într-o zonă de câmpie aridă.
- C. Dune parabolice în formă de ac de păr.
- D. Dune longitudinale într-o câmpie.

CURS 8

RELIEFUL GLACIAR

1. Formarea ghețarilor

Ghețarii care s-au format și care se formează în continuare la suprafața Pământului sunt rezultatul acumulării și persistenței îndelungate a unui strat gros de zăpadă ce se va transforma cu timpul în gheață, un material solid-plastic, care, sub impulsul propriei greutate, se poate deplasa prin curgere lentă.

Intinderea, forma și dinamica ghețarului se află sub influența condițiilor climatice și a reliefului de sub ghețar.

Formarea ghetii. Condiția principală pentru formarea gheții ce intră în componența unui ghețar o constituie acumulările succesive de zăpadă la temperaturi sub sau în jur de 0 grade Celsius. Cristalele de zăpadă formate în atmosferă sunt instabile din cauza raportului foarte mare dintre greutate și volum. Ajunși la sol, fulgii de zăpadă se îngemănează unii cu alții, formând o mantie continuă. Astfel, zăpadă proaspătă căzută are o greutate specifică mică (0,01 - 0,10 g/cm³). Sub efectul vântului și tasării, densitatea zăpezii poate ajunge până la 0,30 — 0,40 g/cm³, porozitatea menținându-se încă la valori foarte ridicate (80 - 90%).

Transformarea straturilor de zăpadă în gheață, trecând prin stadiul intermediar de firn (neve), este un proces complicat și de lungă durată, prin care are loc creșterea continuă a densității și micșorarea porozității și, implicit, a volumului de aer.

Transformarea zăpezii în firn se realizează prin modificarea continuă a densității și a volumului de aer, în funcție de grosimea stratului de zăpadă, de felul zăpezii (umedă, uscată) și de condițiile climatice, sub acțiunea combinată a insolației și a presiunii.

Insolația este cea care controlează procesele de topire-reînghețare și sublimare, a zăpezii. Astfel, în timpul verii, apa provenită din topirea stratului afânat de zăpadă se infiltrează prin porii acestuia, și îmbracă, sub forma unei pelicule, fulgii de zăpadă rămași netopiți. În timpul nopții, prin reînghețarea apei, în stratul de zăpadă se produc modificări texturale importante, determinate de formarea unor grăunți de gheață cu diametrul de 2-3 mm.

De asemenea, când în pătura de zăpadă se produce o scădere verticală a temperaturii are loc o alterare lentă a acesteia. În acest caz granulele de zăpadă mai calde stau peste granulele de zăpadă mai reci, fapt ce permite un transfer de vapori de apă din stratul mai cald către stratul mai rece, ceea ce atrage după sine creșterea, prin sublimarea vaporilor de apă, a cristalelor granulare din orizonturile mai adânci. Atât sublimare cât și procesul de topire-recristalizare sunt mai eficiente atunci când temperatura aerului este apropiată de 0° C.

Presiunea, care crește prin acumularea unor straturi de zăpadă, este aceea care controlează procesul de tasare a zăpezii, în urma căruia o parte din grăunții cristalini se unesc între ei, formând aglomerări granulare de gheață. Gradul de tasare crește odată cu adâncimea, fapt ce pune în evidență presiunea exercitată de greutatea zăpezii de deasupra.

Prin acest proces de metamorfozare se ajunge la formarea unei zăpezi granulare

(firn — neve) cu densitate mai sporită, dar cu porozitate mult diminuată față de zăpada afânată: valorile greutateii specifice variază între 0,40 și 0,80 g/cm³, iar porozitatea scade sub 40%. Această transformare poate dura 150 - 200 ani în regiunile reci și uscate și numai 25 - 40 ani în regiunile reci și umede.

Transformarea firnului în gheață se realizează prin continua compactizare a grăunților cristalini de gheață sub efectul creșterii presiunii asupra firnului, prin acumularea continuă a zăpezii. Astfel, prin creșterea și unirea cristalelor de gheață, prin eliminarea aerului (reducerea porozității) și creșterea densității, se formează o masă compactă de gheață de culoare alb-lăptoasă, iar prin continuarea procesului într-o gheață alb-albăstruie, transparentă. Pentru o asamblare compactă a granulelor de gheață, greutatea specifică trebuie să depășească valoarea de 0,67 g/cm³, iar porozitatea să fie mai mică de 26%. Acest proces se petrece la adâncimi de 70-80 m, în regiunile polare și la 30-40 m în regiunile montane din zona temperată.

În domeniul zăpezilor permanente unde firnul este bine acoperit cu zăpadă, oscilațiile de temperatură ale aerului nu mai influențează evoluția sa. Doar tasarea și recristalizarea, fenomene lente, continuă procesul de metamorfozare prin creșterea treptată a densității până la formarea gheții de ghețar, când densitatea ajunge la 0,80 — 0,90 g/cm³, iar porozitatea la mai puțin de 16%.

În acest proces îndelungat de transformare, pentru formarea unui metru cub de gheață sunt necesari cam 10 — 11 m³ de zăpadă.

Formarea ghețarilor a fost posibilă numai deasupra limitei zăpezilor permanente, unde căldura de vară este insuficientă pentru a topi toate precipitațiile căzute sub formă de zăpadă. **Limita actuală a zăpezilor permanente oscilează între 0 m, la poli, și 4.600 -5.000 m, în regiunile ecuatoriale, iar în timpul Pleistocenului aceasta a fost cu 600 — 1.500 m mai coborâtă.**

Gheața de ghețar astfel formată, prin compactizarea și recristalizarea firnului, se poate acumula pe grosimi variabile, în funcție de climă, în toate regiunile de uscat, acoperind sau mulând relieful preexistent. Ea se comportă ca un corp solid-plastic ce se poate deforma prin curgere sub impulsul gravitației sau al propriei greutatei, devenind, astfel, un **important agent de modelare a reliefului prin procese de eroziune, transport și acumulare.**

2. Mișcarea ghețarilor

În **regimurile montane**, unde înclinarea patului ghețarului este foarte mare, în afară de curgerea plastică, în mișcarea ghețarului o importanță esențială o are și forța gravitațională.

Atunci când limita de plasticitate este depășită iar gheața reacționează ca un corp solid-rigid, în masa acestuia se formează **crăpături și rupturi longitudinale și transversale (crevase)**. Ele apar în urma variației vitezei de curgere (mai mare în partea mediană a ghețarului), a neregularităților reliefului subglaciar, a modificării grosimii gheții. Asemenea crăpături dirijează apa provenită din topirea zăpezii și gheții favorizând formarea **cursurilor supraglaciare, inglaciare și subglaciare**, cu rol deosebit în **transportul și acumularea materialelor fluvio-glaciare.**

Dinamica ghețarilor continentali se deosebește mult de cea a ghețarilor montani. Sub presiunea masei de gheață straturile inferioare ale acestora ajung la o plasticitate mai mare și se deplasează radial, către marginile **calotei glaciare**. Există situații în care, prin procesul de frecare ce are loc în timpul deplasării gheții, să se ridice temperatura la baza

ghețarului până sub punctul de topire, **fapt ce favorizează geneza morenelor de fund și a cursurilor subglaciare**. În zona centrală a calotei, **zona de acumulare**, unde grosimea și presiunea gheții este foarte mare, predomină **procesele de exarataie**, iar în regiunile periferice ale acestuia, **zona de ablație**, predominante rămân **procesele de acumulare glaciară și fluvio-glaciară**.

Bilantul Ghetarilor.

Ghețarii își au originea în regiunile unde acumulările de zăpadă și gheață depășesc pierderile. De aici, prin presiune și curgere plastică, gheața se deplasează către regiunile mai coborâte, terminându-se acolo unde pierderile depășesc acumularea. Prin urmare bilanțul unui ghețar reprezintă suma algebrică a cantităților de gheață acumulate și a celor evacuate, fapt pentru care ghețarul, indiferent de tipul, forma și regiunea în care se află, se prezintă ca un sistem natural deschis, cu intrări și ieșiri. Acest sistem dinamic este controlat de:

- **acumularea masei de gheață**, asigurată în principal de **precipitațiile sub formă de zăpadă** și care se mențin de la un an la altul, la care se adaugă avalanșele, zăpada transportată de vânt, reînghețarea apei provenită din scurgere;
- **pierderea masei de gheață**, ca rezultat al ablației - **topire, evaporare, distrugere mecanică în partea frontală a ghețarului**, etc;
- **mișcarea sau scurgerea ghețarului**, prin care se asigură **transferul masei de gheață** de-a lungul unui ghețar și care depinde de proprietățile fizice ale acestuia (plasticitate, presiune, temperatură, stratificare).

În funcție de acești parametri dinamici în corpul unui ghețar se disting două zone: **zona de acumulare**, și **zona de ablație**.

Zona de acumulare este situată deasupra sau în apropierea izotermei de 0° C din timpul verii, motiv pentru care aproape întreaga cantitate de zăpadă, provenită din precipitații, avalanșe sau din spulberarea de către vânt, se acumulează și este supusă procesului de transformare în firn și apoi în gheață. Odată cu acumularea crește presiunea și plasticitatea gheții, aceasta începând să se deplaseze prin curgere plastică și glisare în afara zonei de acumulare.

Zona de acumulare cuprinde două subzone mai importante:

1. ***subzona zăpezii uscate*** cu temperaturi medii lunare tot timpul anului sub 0° C, fapt ce explică **lipsa apei** provenită din topire; aici procesul de metamorfozare a zăpezii în gheață este mai lent;

2. ***subzona de percolație*** se află în apropierea zonei de ablație și se concretizează prin temperaturi medii pozitive ale lunilor de vară, motiv pentru care are loc topirea temporară a zăpezii și gheții din care rezultă **apa de percolație**. Aceasta ajunge în masa ghețarului unde reîngheață sau dă naștere cursurilor de apă supraglaciare, inglaciare și subglaciare cu rol de eroziune, transport și acumulare fluvio-glaciare, prezente atât la ghețarii montani cât și la cei continentali.

În zona de acumulare viteza de mișcare a gheții este, în general, mică, iar vectorii acestei mișcări sunt orientați către intermediul masei de gheață. Astfel, zăpada căzută în fiecare an adaugă un nou strat pe suprafața ghețarului, compensând pierderile, eventuale, dirijate către zona de ablație. Datorită mișcării descendente a gheții, materialele de la suprafață (majoritatea provenind din gelifracțe și avalanșe) sunt încorporate în masa de gheață

(material morenic intern) și transportate odată cu aceasta.

Zona de ablație se plasează sub izoterma de 0°C a lunilor de vară și include totalitatea masei de gheață scursă din zona de acumulare, precum și totalitatea pierderilor de gheață prin topire, evaporare, sublimare sau prin ruperea părții frontale a ghețarului, din care, atunci când acesta se termină în apa oceanului, provin icebergurile.

Spre deosebire de zona de acumulare, aici vectorii de mișcare a gheții au sens ascendent, deoarece gheața provenită din zona de alimentare se deplasează spre suprafață pentru a înlocui stratul de gheață îndepărtat în timpul verii. Din această cauză și materialele morenice rămase în urma topirii gheții se acumulează pe suprafața ghețarului sau în fața lui, contribuind la formarea morenelor frontale sau la aprovizionarea cursurilor de apă proglaciare.

Linia de echilibru separă zona de acumulare de zona de ablație și migrează în funcție de bilanțul pozitiv sau negativ al ghețarului. Chiar dacă nu corespunde întru-totul cu linia firnului sau cu limita zăpezilor persistente, ea se află undeva în apropierea acestora.

Mișcarea ghețarilor, condiție esențială pentru înțelegerea originii reliefului glaciar, de eroziune sau de acumulare, din regiunile montane sau continentale, este controlată de transferul de material din zona de acumulare către zona de ablație și de pierderile de material din zona de ablație. Cu alte cuvinte, de bilanțul ghețarului. Maximum de transfer se află pe aliniamentul liniei de echilibru, iar maximum de pierderi în fruntea ghețarului, situată la marginea zonei de ablație.

Valoarea "intrărilor" și "ieșirilor" din cadrul sistemului natural al ghețarului, dar și predominanța proceselor geomorfologice și a formelor de relief rezultate. Sub acest aspect în bilanțul unui ghețar pot fi evidențiate **trei tendințe**:

1. Ghețarul staționar (în echilibru), care se poate forma în situația când totalul acumulării nete și totalul ablației nete sunt egale. Echilibrul se menține atâta timp cât gheața pierdută prin ablație este înlocuită de cea scursă din zona de acumulare. În aceste condiții lungimea și grosimea ghețarului rămân constante, linia de echilibru nu suferă modificări semnificative, iar procesele predominante sunt cele de transport și acumulare. Acestea din urmă, atunci când regimul ghețarului rămâne în echilibru o perioadă mai mare de timp, sunt favorabile acumulării morenelor de suprafață, iar pe frontul ghețarului a morenelor terminale, de mari dimensiuni. De asemenea, materialul furnizat cursurilor de apă proglaciare este abundent. Se pare că marile lanțuri morenice pleistocene din America de Nord și Europa s-au format în condiții de echilibru, de stagnare, a calotelor glaciare.

2. Ghețarul activ (bilant pozitiv), care se realizează prin reducerea ablației și extinderii zonei de acumulare în timpul verii. Acum, când înmagazinarea de gheață este mai mare în zona de acumulare, are loc un transfer masiv de către zona de ablație, care își reduce arealul, fapt pentru care se produce coborârea liniei de echilibru și înaintarea ghețarului. Procesele predominante sunt cele de exarzație și transport, când mari cantități de materiale, smulse de ghețar sau ajunse pe ghețar (prin gelifracție, avalanșe sau eolian), sunt transportate la distanțe foarte mari de locul lor de origine.

3. Ghețarul de retragere (bilant negativ) consemnează extinderea zonei de ablație în detrimentul zonei de acumulare, timp în care pierderile de gheață în zona de ablație sunt mai mari decât cantitatea de gheață transferată din zona de acumulare. Linia de echilibru se retrage, iar masa de gheață și limba ghețarului sunt în descreștere. Prin topirea și retragerea frontului ghețarului sunt puse în loc mari cantități de materiale morenice aflate

pe și în corpul ghețarului, din care rezultă morenele de fund, morenele de retragere stadiale sau anuale, drumlinurile, precum și materiale fluvio-glaciare încorporate în masa ghețarului.

Bilanțul glaciar, care determină stagnarea, înaintarea sau retragerea fronturilor ghețarilor, se află sub controlul condițiilor climatice, ale căror oscilații de scurtă sau lungă durată au impus și dinamica, fluctuația, marilor întinderi de gheață din timpul Pleistocenului.

Clasificarea ghețarilor.

In funcție de regimul climatic, de alimentarea și scurgerea gheții și de forma de relief pe care o acoperă se deosebesc următoarele tipuri de ghețari: **montani, continentali și intermediari.**

I. Ghețarii montani provin din acumulările de gheață în excavațiile preexistente ale reliefului (vale, bazin de recepție, mici depresiuni de versant etc). După mărimea zonelor de alimentare și de ablație și după forma lor se cunosc mai multe variante.

Ghetari suspendați, cu o cuvertură groasă de firn, formați în scobituri existente la partea superioară a versanților, în apropierea crestei. Depresiunile de acumulare și ghețarii pot avea formă semicirculară (***ghetari de circ***) dau alungită (***ghetari de versant***). Ghețarii sunt alcătuiți numai din zona de acumulare, fiind astfel lipsiți de o limbă de scurgere a gheții.

Ghetari de vale la care zona de acumulare (cercul glaciar), situată deasupra limitei zăpezilor permanente, de obicei în bazinele de recepție, și zona de ablație, liniară, situată în lungul văilor preglaciare, sunt bine exprimate. Lungimea fluxului de gheață (limba ghețarului) depinde de intensitatea procesului de acumulare (transformarea zăpezii în firn și apoi în gheață) și de grosimea gheții. Ei pot fi *simpli*, alcătuiți dintr-o singură zonă de alimentare și o singură limbă de gheață, sau *compuși*, când fluxul principal de gheață (limba ghețarului) este alimentat din mai multe surse de acumulare apropiate.

Ghetari de culme formați pe culmile montane netezite (foste suprafețe de nivelare), de unde gheața se scurge lateral, prin limbi scurte, suspendate deasupra versanților abrupti ce delimitează micul platou montan. Suprafața acestora este de câțiva Kmp.

II. Ghețarii continentali sau de acoperire (indlandsis = câmp interior de gheață, lb. daneză) sunt mase uriașă de gheață care acoperă parțial sau în totalitate uscatul continental sau al unor insule. Caracteristicile lor principale este grosimea mare a gheții (peste 200 m). Când grosimea masei de gheață depășește cu mult 500 m, ajungând frecvent la 2 000-3 000 m ea acoperă în întregime relieful, care nu se mai poate implica în dirijarea direcției de deplasare. In acest caz se vorbește **de calotă glaciară**, așa cum sunt în prezent calotele glaciare antarctică (peste 12 mil.km²) și groenlandeză (peste 1,7 mii.km²), ambele cu grosimi peste 3 000m. Dacă grosimea gheții este mai redusă (200-500 m) mișcarea ghețarului doar mulează suprafața terenului, fără a reuși să mascheze denivelările reliefului. Este vorba de **câmpuri de gheață** (icefield). In această categorie pot fi incluse cele două mari câmpuri de gheață actuală din Patagonia (America de Sud) - Hielo Patagonico, de Sud și de Nord, cu suprafețe de 13 500 kmp și, respectiv, 4 400 kmp.

Creșterea maselor de gheață s-a realizat atunci când răcirea climatului a fost suficient de energetică pentru ca întregul câmp de gheață să rămână o zonă de acumulare,

trecând succesiv prin stadiile de cupolă, câmp de calotă. Atunci când gheața începe să se scurgă în afara zonei de acumulare, acestea devin surse, nuclee sau centre de alimentare ale glaciațiunii respective. În funcție de poziționarea lor față de relieful preexistent (preglaciuar) ele pot fi (dupa L.Lliboutry, 1966): **areale, liniar-centrale, și liniar-asimetrice..**

În general deplasarea prin curgerea maselor de gheață continentală este foarte lentă. Pe anumite aliniamente, însă, se formează fluxuri de curgere, adevărate șuvoaie uriașe de gheață (limbi de gheață) (*icestrom* = curent de gheață, lb. daneză), care se detașează din cuprinsul calotelor, câmpurilor și cupolelor glaciare prin viteza de deplasare mai mare decât a gheții din jur (0,1-1 km/an în calota antarctică, 1-6 km/an în calota groenlandeză). Aceste limbi uriașe de gheață transportă către marginea calotei cantități mari de gheață, în care sunt încorporate și materiale morenice. În unele cazuri, cum este astăzi coasta de vest a Groenlandei, când acestea ajung direct în ocean acestea se fragmentează în bucăți uriașe de gheață (*iceberg* = munte de gheață, lb. germană), care plutesc în derivă sub influența curenților oceanici. În alte cazuri, cum sunt coastele Antarcticii, fluxurile de gheață se prelungesc mult peste apele mărilor epicontinentale, sub forma unei platoșe groase de gheață, *formand ghetarii (iceshelf)*, din care se desprind iceberguri de dimensiuni foarte mari, care ajung uneori la peste 1 000 km². Odată cu topirea icebergurilor, pe fundul mărilor și oceanelor se depun materiale morenice și blocurile eratice încorporate în masa ghețarului.

III. **Ghetarii intermediari** sunt acumulări mari de gheață ce se formează în regiunile montane înalte, larg boltite, care ocupă platourile sau culmile netezite ale munților. Suprafața domurilor de gheață, de câteva sute de km², este mult mai extinsă decât a ghețarilor de culme, având aspectul unor mici calote glaciare. Deplasându-se de la centru spre periferie, masa de gheață se scurge lateral prin mai multe limbi glaciare (efluenți), cu lungimi de câțiva km. de-a lungul văilor ce fragmentează versanții montani. Asemenea cupole glaciare se găsesc în Alpii Scandinaviei, cum este cupola Jastendal cu suprafața de 943 km² dar și în unele insule arctice sau antarctice.

Ghetarii de piemont se formează în regiunile montane înalte din regiunile cu climă rece, în care există o alimentare puternică a bazinelor cu firn. În limitele muntelui aceștia sunt ghetari tipici de munte ale căror fluxuri de gheață se deplasează sub formă de limbi în lungul văilor. La baza muntelui limbile ghețarilor se împrăștie lateral sub forma unor evantaie, ajungând cu timpul să se unească între ele și să formeze un întins câmp de gheață, care prin poziția sa poartă numele de "ghețar de piemont". În prezent sunt frecvenți pe coasta Pacificului a peninsulei Alaska, ghețarul Malspina (3 800 km²) fiind cel mai cunoscut.

În afara ghețarilor montani și continentali, care provin din metamorfozarea zăpezii, mai există **ghetari marini**, cunoscuți și sub numele de **banchiză**, care rezultă din înghețarea apei de mare. Din cauza salinității ridicate (circa 35‰) temperatura de înghețare a apei este mai coborâtă, înjur de -1,9° C. Banchiza are grosimi relativ mici, 3-4 m. În timpul verii banchiza se dezmembrează, rupându-se în bucăți mai mari sau mai mici ce plutesc și se deplasează în derivă sub influența vânturilor și curenților oceanici. Aceste platoșe de gheață acoperă în prezent apele Oceanului Arctic și o parte din mările din jurul Antarcticii. În timpul Pleistocenului aveau extindere mult mai mare, implicându-se, împreună cu învelișul de gheață continentală, în influențarea sistemului climatic al Terrei.

Procese de modelare glaciara

- In timpul deplasării, masa de gheață efectuează, ca și alți agenți exogeni, o intensă activitate de eroziune (exarație), transport și acumulare, la care se adaugă activitatea apelor provenite din topirea gheții și zăpezii și care acționează la suprafața (supraglaciare), în interiorul (inglaciare) sau la baza masei de gheață (subglaciare), dar și în fața frontului ghețarului (proglaciare). Prin aceste procese morfogenetice rezultă forme de relief de eroziune și acumulare, diferențiate ca amploare și fizionomie la ghețarii montani și ghețarii continentali, dar care în amândouă cazurile, majoritatea lor, cu excepția celor proglaciare, sunt puse în evidență numai după retragerea ghețarilor. De aceea, aproape tot relieful glaciara prezent astăzi în peisajul geomorfologic al Terrei aparține activității glaciațiunii pleistocene.

Relieful de eroziune (de exarație). Este bine exprimat în **regiuni montane** ocupate în timpul Pleistocenului de ghețari, ale căror limbi atingeau lungimi de 8-10 km până la 200 km. În urma proceselor combinate de exarație și gelifracție au rezultat: **striatii glaciare**, care arată direcția de curgere a ghețarului; **roci șlefuite** (spinări de berbeci), **circuri glaciare** (de versant și de vale, zanoaga sau caldare), **văi glaciare și văi glaciare suspendate** (profilul transversal difera de cel creat de curgerea fluviatila; valea glaciara avand forma literei „U”) în lungul cărora se individualizează praguri glaciare separate de excavații de exarație; **fiorduri** (foste văi glaciare invadate de mare după topirea ghețarilor, se intalnesc pe coastele Norvegiei, Noua Zeelanda, Vestul muntilor Anzi); **custuri (creste) și vârfuri piramidale**, situate deasupra ghețarilor și modelate predominant prin procese de gelifracție și nivație; **șei de transfluența, hornuri** (regiunile unde trei sau mai multe circuri glaciare se intersectează, ramane un varf piramidal sau triunghiular).

In spațiile continentale modelate de marile calote glaciare pleistocene relieful de eroziune este mai puțin spectaculos și se găsește doar pe spații restrânse. El caracterizează în mod deosebit zonele de alimentare ale calotelor glaciare și cupolelor glaciare. Cele mai importante forme de relief sunt: **platourile sau câmpiile de exarație (fjeld)**, ușor vălurite, șlefuite sau cu striatii ce indică deplasarea ghețarului, și **depresiunile de exarație**. Pe cuprinsul platourilor de exarație se intalnesc martori de eroziune glaciara-**monadnock-uri** sau stanci reziduale-**nunatak-uri**.

Relieful de acumulare. Are mare extindere și este mult mai diversificat în arealul glaciațiunii continentale, care a ocupat teritorii vaste în timpul Pleistocenului, cu precădere în America de Nord și Europa. El este constituit din material clastic, de la argilă până la pietrișuri și blocuri, rezultat mai ales în urma proceselor de eroziune glaciara pe flancurile și fundul masei de gheață, cărora li se adaugă material provenit pe cale eoliană, din gelifracție și avalanșe.

Aceste materiale ajung pe suprafața ghețarului sau sunt încorporate în ghețar și se deplasează odată cu el, uneori la distanțe foarte mari, timp în care sunt fărâmițate, fasonate sau scrijelite. Lor, materialelor de ghețar, cât și formelor de relief rezultate prin acumularea în timpul topirii ghețarilor, li s-a atribuit termenul de **morenă**, care are deci o dublă semnificație - **morfologică și geologică** (formațiune sedimentară de origine glaciara, pentru care în țările anglo-saxone se întrebuintează mai mult denumirea de **till**).

O parte din material morenic poate fi preluat, transportat și sedimentat de cursurile de apă provenite din topirea gheții și zăpezii, atât în spațiul ocupat de ghețar

(interglaciar), cât și în fața frontului acestuia (proglaciar). Sunt depozitele și formele de relief fluvio-glaciare.

Relieful de morene este mult diversificat datorită modalităților de transport și de sedimentare și dinamicii masei de gheață.

Morenele terminale se formează în timpul staționării de lungă durată a frontului ghețarului, când în fața sa se acumulează o mare cantitate de material clastic (mâl, nisip, pietriș, bolovăniș) rezultat din topirea părții frontale a ghețarului și din sfărâmături împinse de ghețar. Acest material ocupă o poziție intermediară între materialul morenic de suprafață, transportat pasiv de ghețar, și de cel al morenei de fund, intens transformat sub masa de gheață. După dispariția gheții, morena apare ca un brâu de coline (**valuri morenice**) ce conturează marginea calotei, lobilor sau limbii ghețarului. Morenele terminale tind să aibă o configurație arcuită, convexitatea curbării fiind îndreptată în direcția de deplasare a lobilor. În regiunile ocupate de calote glaciare pleistocene din nordul Europei și Americii de Nord valurile morenelor terminale, aparținând mai multor etape de stagnare a ghețarului, se întind pe lungimi de zeci și sute de kilometri.

Morenele de retragere (de recesiune) sunt sedimentate în timpul retragerii generale ce a precedat dispariția ghețarilor de calotă, frontul acestora înregistrând, datorită ritmului sezonier (anual) sau de mai lungă durată (stadial) în alimentarea gheții, câteva momente de staționare. Ele au rămas înscrise în relief sub forma unor fâșii morenice discontinue, cu înălțimi mici (1-3 m) și, în general, paralele cu morenele terminale.

Morenele de acoperire sau **morenele de fund** se găsesc între morenele terminale sau cele de retragere, unde suprafața eliberată de ghețari este acoperită, în straturi suprapuse, în starturi suprapuse, cu materiale clastice provenite din **morenele de suprafață, morenele interne și morenele de fund**. Ele au luat naștere în timpul retragerii finale a ghețarilor și nu prezintă trăsături topografice proeminente. Când grosimea materialului este mare (peste 20 m) formează **câmpuri pietroase sau nisipoase de morene** (câmpii de till, pavaj de ablație).

În cazul ghețarilor montani, relieful de acumulare se clasifică după poziția pe care o ocupă în cadrul văii glaciare materialul morenic acumulat- **morene frontale sau terminale, morene laterale** (sub forma unor diguri alungite pe marginea văilor), **morene mediane** (depuse în partea mediană a văii glaciare).

Drumlinurile, altă formă a reliefului de acumulare glaciară, apare sub aspectul unei coline alungite, constituită din material morenic depus în timpul retragerii ghețarului între morenele terminale sau de retragere. Ele sunt alungite în sensul de mișcare a gheții, axa lor mare fiind aproape perpendiculară față de valurile morenice. Dimensiunile lor sunt foarte variate: câteva sute de metri până la 2-5 km lungime, 100-120 m lățime, 5-30 m înălțime. Studiul compoziției și structurii drumlinurilor a dus la concluzia generală că aceste movile aproape elipsoidale s-au format sub masa de gheață aflată în mișcare, din materialul morenei de fund care conținea mari cantități de detritus.

Relieful fluvio-glaciar este rezultatul apelor provenite din topirea gheții și zăpezii, care se formează pe sau în corpul ghețarului. Ele spală și transportă materialul morenic și îl depun în lungul cursurilor (acumulare intraglaciară) sau la ieșirea de sub gheață, în fața frontului ghețarului (acumulări proglaciare).

Esker-ul (os) are aspectul unei culmi alungite și înguste, asemănătoare terasamentelor sau digurilor, ramificate sau sinuoase, fiind constituit din aluviunile

acumulate în lungul canalelor de apă intraglaciare. Aceste materiale provin din detritusurile morenice, preluate și remaniate în timpul transportului de tip fluvial. Esker-ul se alungește pe distanțe de câteva sute de metri până la zeci de kilometri în sensul de retragere a ghețarului, are lățimi de 20-200 m și înălțimi de 5-50 m.

Kama se prezintă sub forma unei movile cu înălțimi de 10-12 m, uneori până la 50 m. Se compune din orizonturi stratificate de nisip argilos și argilă, remaniate din materialul morenic, în amestec cu detritus grosier, angular, provenit direct din morene. Sedimentarea lor s-a făcut în cuvete lacustre situate pe suprafața sau în interiorul ghețarilor, îndeosebi în zona lor marginală.

După topirea ghețarilor aceste acumulări din lungul cursurilor de apă (esker) sau din lacuri (kama) rămân peste relieful subglaciar, totdeauna în spatele morenelor terminale.

Sandrele sunt forme de acumulare fluvio-glaciară de tipul conurilor de dejecție, depuse în fața unui front glaciar de către apele proglaciare provenite din cursurile intraglaciare sau direct din topirea frunții ghețarului. Sunt alcătuite din nisipuri și pietrișuri ușor rulate, remaniate din morene, cu stratificație oblică. Uneori, în timpul formării lor, în acumulările fluvio-torențiale sunt încorporate și blocuri de gheață desprinse din fruntea ghețarului (gheață moartă). La marginea calotelor glaciare, totdeauna în fața morenei terminale, din unirea unor întinse conuri de dejecție, de fapt foarte aplatizate, au rezultat **câmpii de sandre sau câmpii fluvio-glaciare** presărate cu numeroase lacuri.

Acumulările lacustro-glaciare au loc în lacurile formate în fața frontului ghețarului și în spatele morenelor de recesiune. Ele sunt alimentate de apele provenite din topirea gheții sau din cursurile fluvio-glaciare. În acumulările acestor lacuri proglaciare se constată o stratificație orizontală ritmică, formate din succesiunea unor orizonturi nisipoase, depuse în timpul verii de către apele de ablație, și argiloase, depuse în timpul iernii provenite din aluviunile în suspensie. Această depunere ritmică, condiționată de oscilațiile climatice anotimpuale, formează stratificația tipică de argile rubanate sau în varve, folosită în datarea stărnării sau retragerii fronturilor glaciare pleistocene din Europa de Nord și din America de Nord. După dispariția ghețarilor, o parte din lacurile proglaciare au fost colmatate și transformate în câmpuri sau câmpii lacustro-glaciare, situate în spațiile dintre morenele terminale sau cele de recesiune.

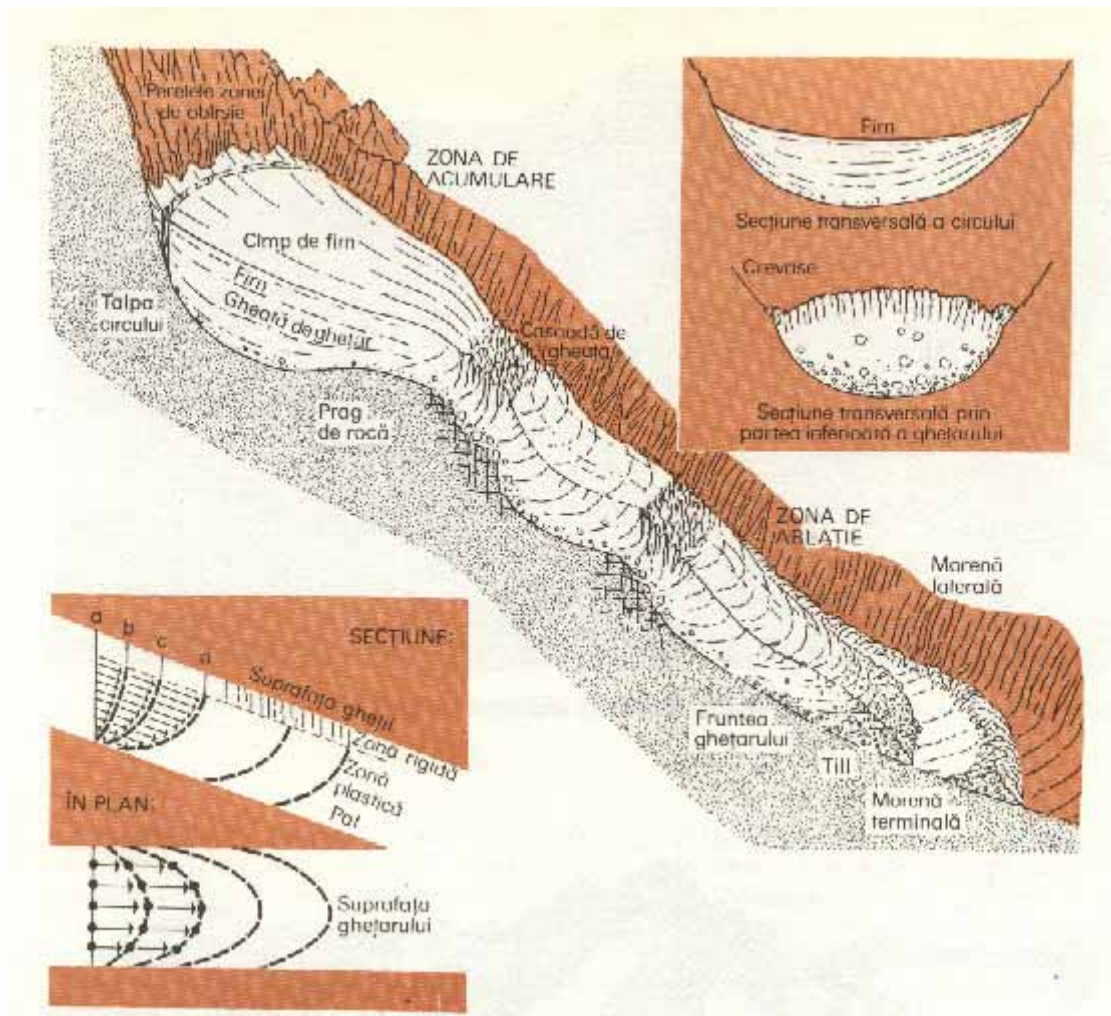
Toate aceste forme de relief domină peisajul actual al regiunilor montane și continentale ocupate în timpul Pleistocenului de ghețari, reprezentând, împreună cu depozitele constitutive, dovezi și criterii de stabilire a extinderii și eșalonării în timp a perioadelor, fazelor sau stadiilor glaciațiunii cuaternare.

GLACIAȚIUNEA DE CALOTĂ ȘI GLACIAȚIUNEA MONTANĂ. EXTINDEREA GHEȚARILOR CUATERNARI

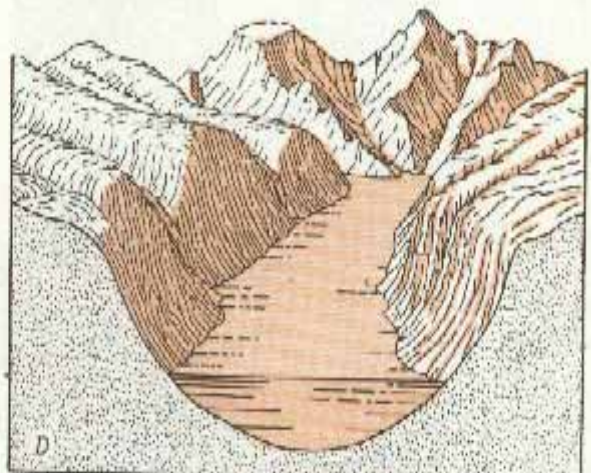
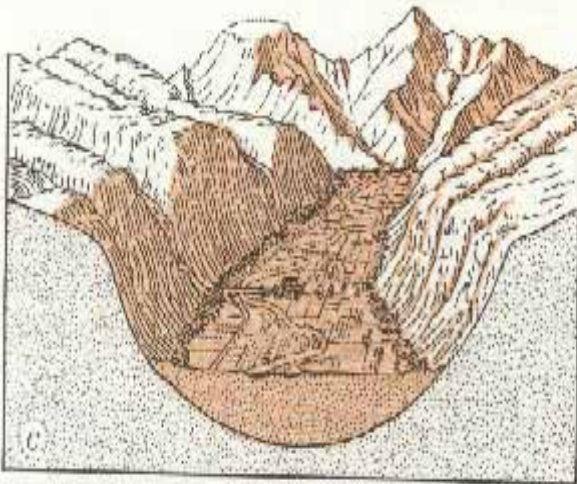
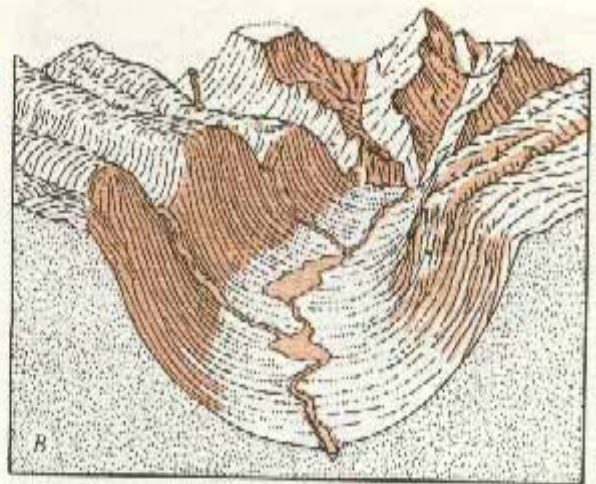
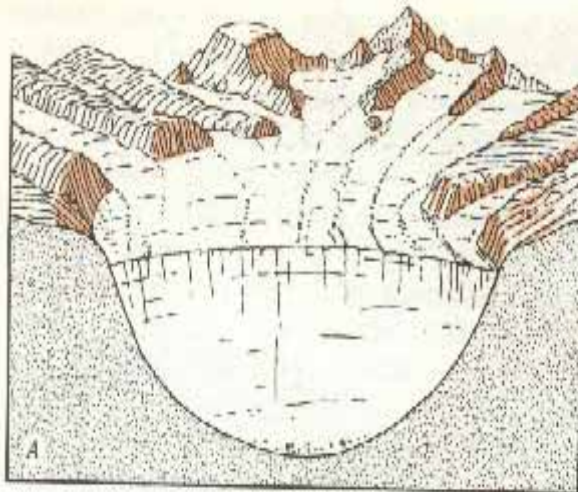
Masele de gheață, care au început să se instaleze în regiunile polare și subpolare încă de la sfârșitul Oligocenului (Antarctica) sau în timpul Pliocenului (Groenlanda, Islanda, Sierra Nevada, Alpi, etc), au cunoscut o mare extindere în timpul Cuaternarului, acoperind peste 45 milioane km², cam 30 % din uscatul Pământului, de trei ori mai mult decât ghețarii actuali.

Suprafața ghețarilor (km²) în timpul Pleistocenului (parțial după R.F. Flint, 1957)

	Maximul glaciari pleistocen	Maximul ultimei glaciațiuni	
AMERICA DE NORD			
Calota laurențiană	13 135 000	12 535 000	
Calota Cordilierilor	2 500 000	2 200 000	
Cordiliei (cupole, ghețari separați) inclusiv Mexic și Ins. Hawai	100 000	90 000	
Calota groenlandeză	2 160 000	1 160 000	
EUROPA			
Calota Siberiana	5 500 000	4 250 000	
Insulele Britanice	435 000	370 000	
Insulele Faeroer	12 750	10 000	
Islanda și Jan Mayer	200 000	155 000	
Alte regiuni continentale	33 350	33 670	
ASIA			
	7 714 000	4 859 487	
Calota siberiana	4 216 520	2 165 240	
Siberia Centrală	18 130		
Arh. Franz Josef	75 110	51 800	
Arh. Noua Siberie și Ins. Uranghel	133 385	90 650	
Siberia de Est	1 139 600	932 400	
Munții Koriaci	113 960	98 420	
Peninsula Kmceatka	56 980	49210	
Zabaikalia Nagoria	170 940	139 860	
Alte regiuni cu ghețari din Siberia	25 900	20 720	
Altai	455 840	323 750	
Asia Centrală, inclusiv Himalaya	1 139 600	867 650	
Alte regiuni cu ghețari din Asia Centrală și Asia de Est	155 400	108 780	
Caucaz și Asia Mică	12 950	11 007	
AMERICA DE SUD			
	940 000	830 000	25 000
Partea nordică a continentului	750 000	680 000	
Alte regiuni	190 000	150 000	
AFRICA			
	515	465	30
AUSTRALIA (incl. Noua Zeelandă, Noua Guinee, Tasmania)			
	66 500	58 000	1 015
ANTARCTICA			
	45 236 220	40 048 542	14 972 138
Antarctica	31 959 205	26 780 077	2 293 093
Insulele subantarctice	13 277 000	13 268 465	12 679 045

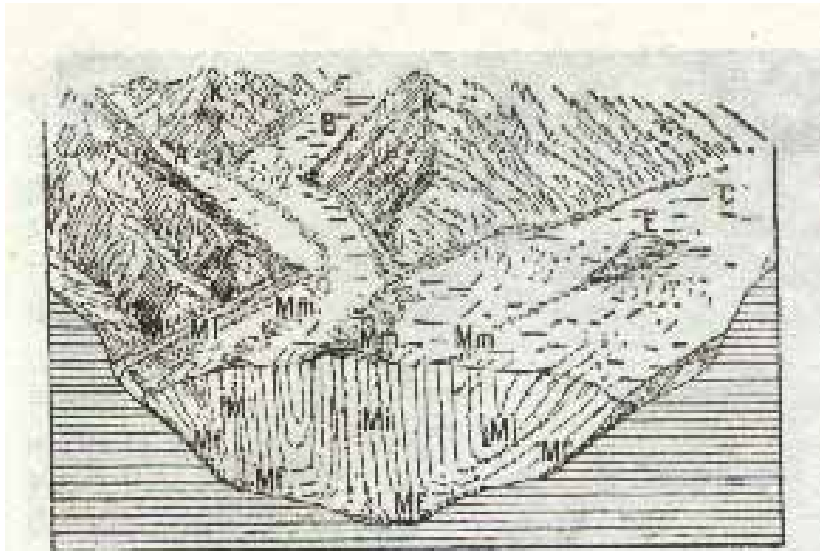


Structura și deplasarea unui ghetar alpin (după A. N. Strahler, 1973)



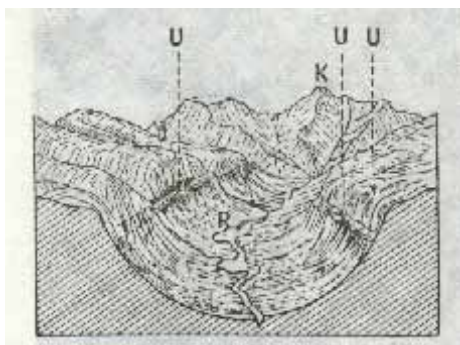
Evolutia unei vai glaciare (dupa E. Raisz)

- A*, În stadiul dezvoltării maxime a glaciațiunii, valea în formă de U este umplută cu gheață până la nivelul micilor afluenți;
- B*, După retragerea ghetarilor, pe fundul văii se pot instala un riu sau lacuri;
- C*, Dacă riuul principal are un debit solid apreciabil, el poate colmata fundul văii cu aluviuni;
- D*, Dacă valea glaciară ar cobori sub nivelul mării, ea va fi ocupată de un braț de mare sau fiord.

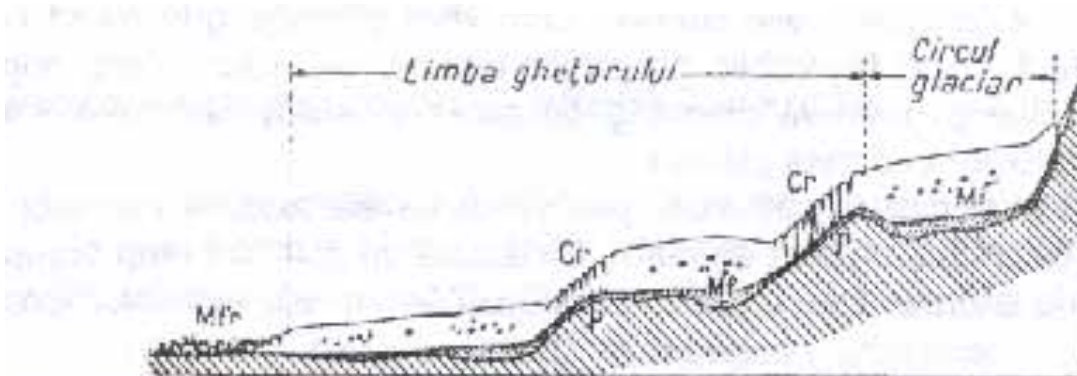


Tipuri de morene

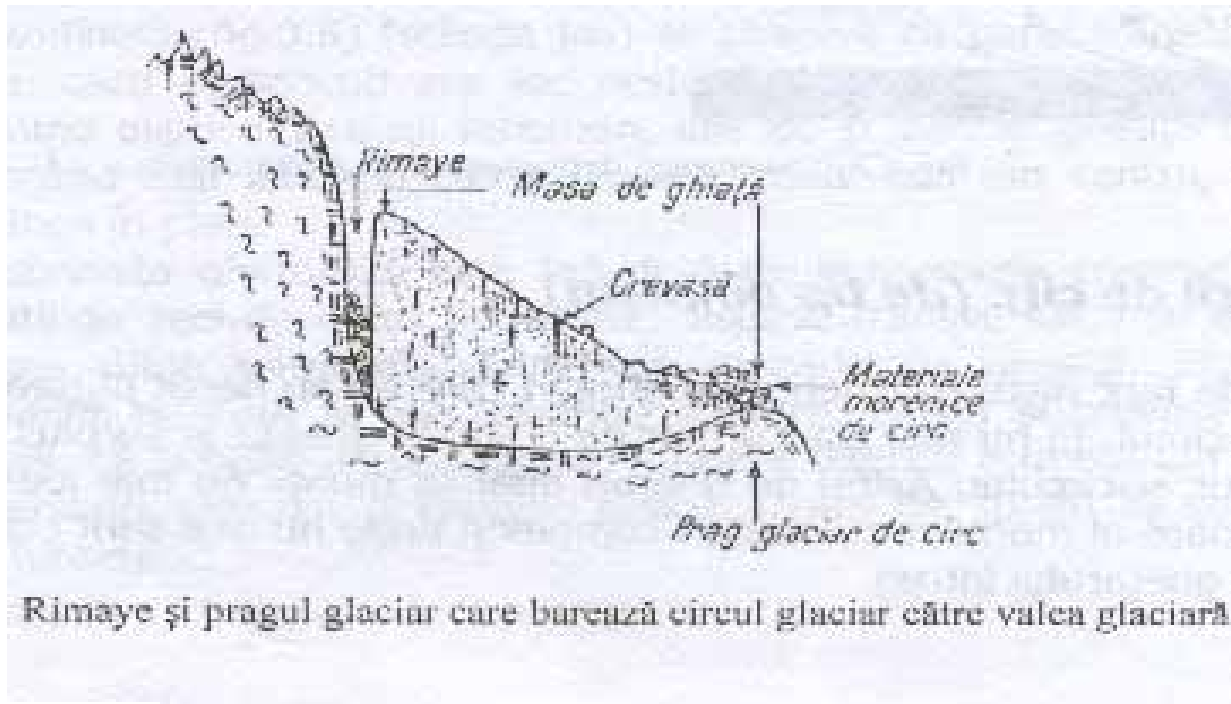
A, B, C — trei limbi glaciare care confluează;
 Ml — morenă laterală; Mm — morenă mediană;
 Mi — morenă interioară; Mf — morenă de fund;
 E — viltor bloc eratic; K — karlina sau costură
 (după E. m. de Martonne).



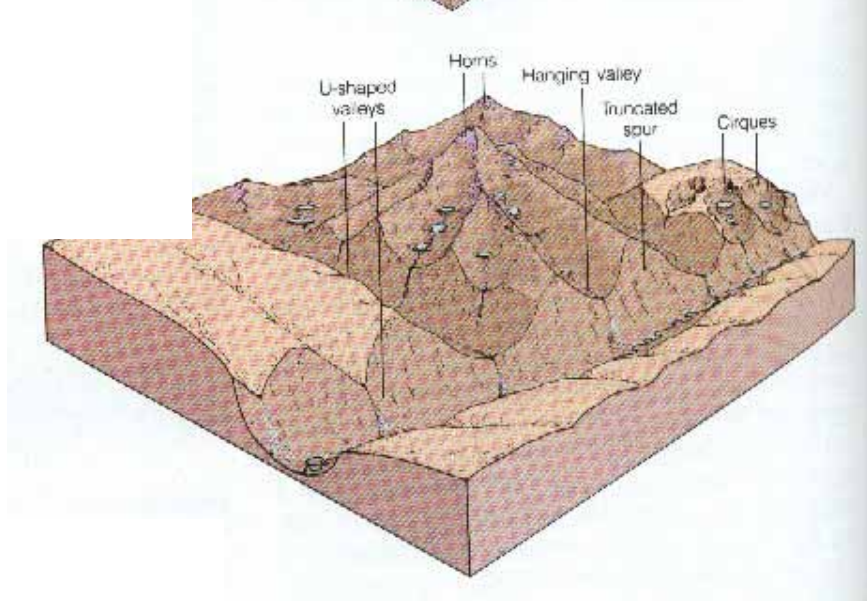
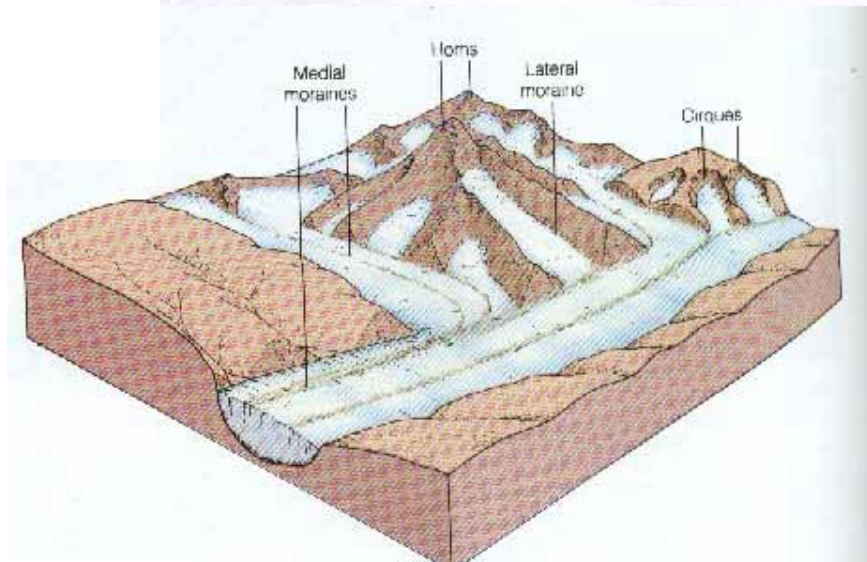
Profil transversal prin vale
 glaciara.
 U-umeri glaciari
 K- costuri (Karlinguri)
 R-rau incrustat in ulucul
 fostei vai glaciare (dupa A.
 N. Strahler)



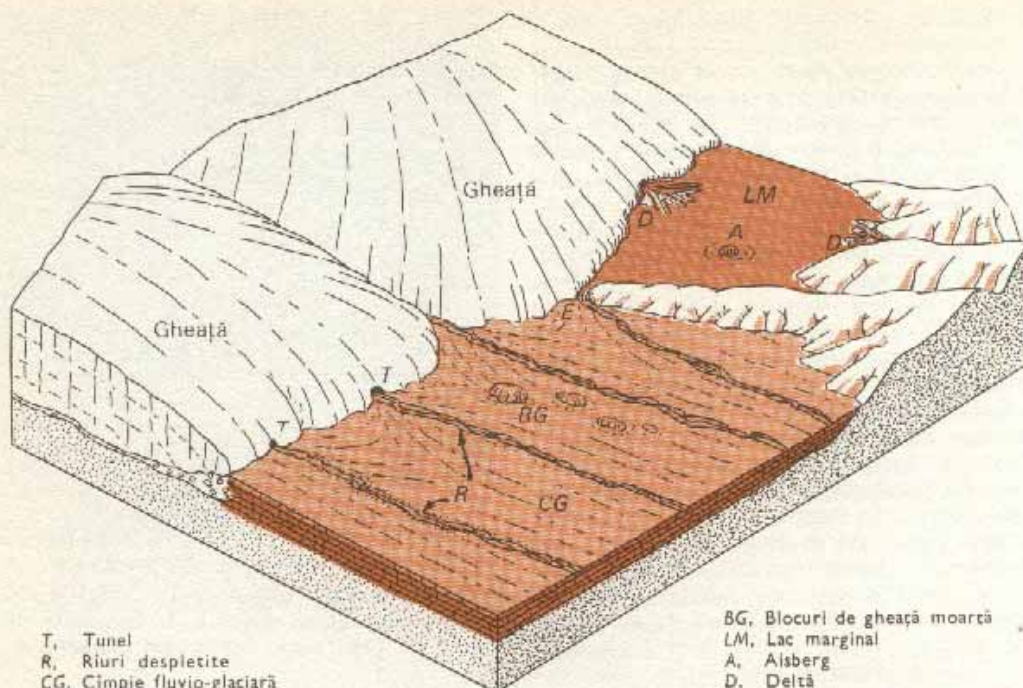
Profil schematic al unui ghețar alpin, în care se văd rupturile de pantă cu crăpături
 croziunea inegală a fundului văii: P - praguri; Cr - crevase; Mf - morenă frontală; l
 internă.



Rimaye și pragul glaciar care bуреază circul glaciar către valea glaciară



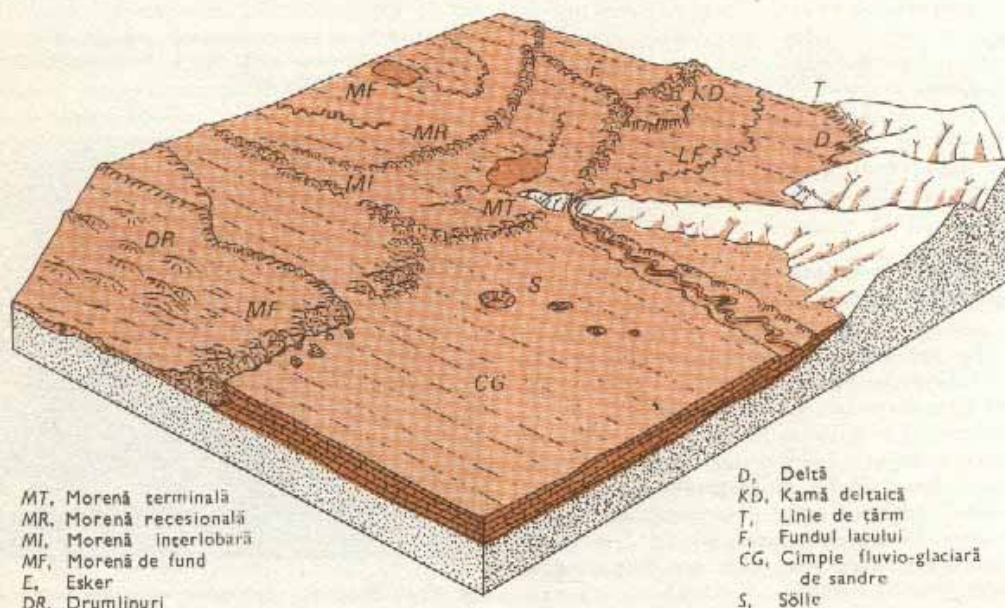
Relief glaciar montan



T, Tunel
 R, Riuri desplicate
 CG, Cîmpie fluvio-glaciară
 de sandre

BG, Blocuri de gheață moartă
 LM, Lac marginal
 A, Aisberg
 D, Deltă
 E, Emisar

A. Cînd partea frontală a calotei s-a stabilizat, iar gheața nu mai înaintează, apele alimentate de torenții subglaciarî dau naștere unei morfologii tipice.



MT, Morenă terminală
 MR, Morenă recesională
 MI, Morenă interglaciară
 MF, Morenă de fund
 E, Esker
 DR, Drumlinuri

D, Deltă
 KD, Kamă deltaică
 T, Linie de tîrm
 F, Fundul lacului
 CG, Cîmpie fluvio-glaciară
 de sandre
 S, Sîlle

B. După retragerea ghețarilor, apar la zi forme noi de relief care s-au format sub masa de gheață.

Forme de relief create de ghetarii continentali

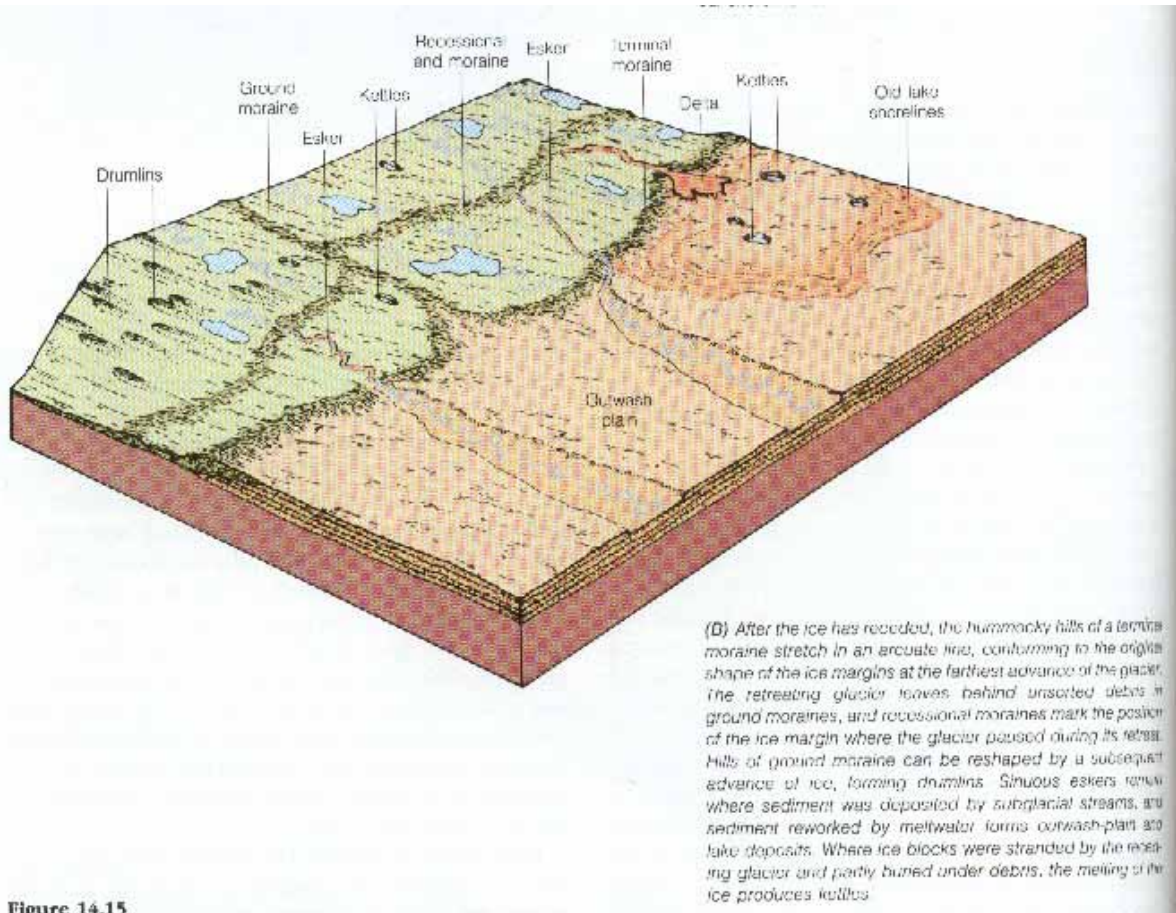
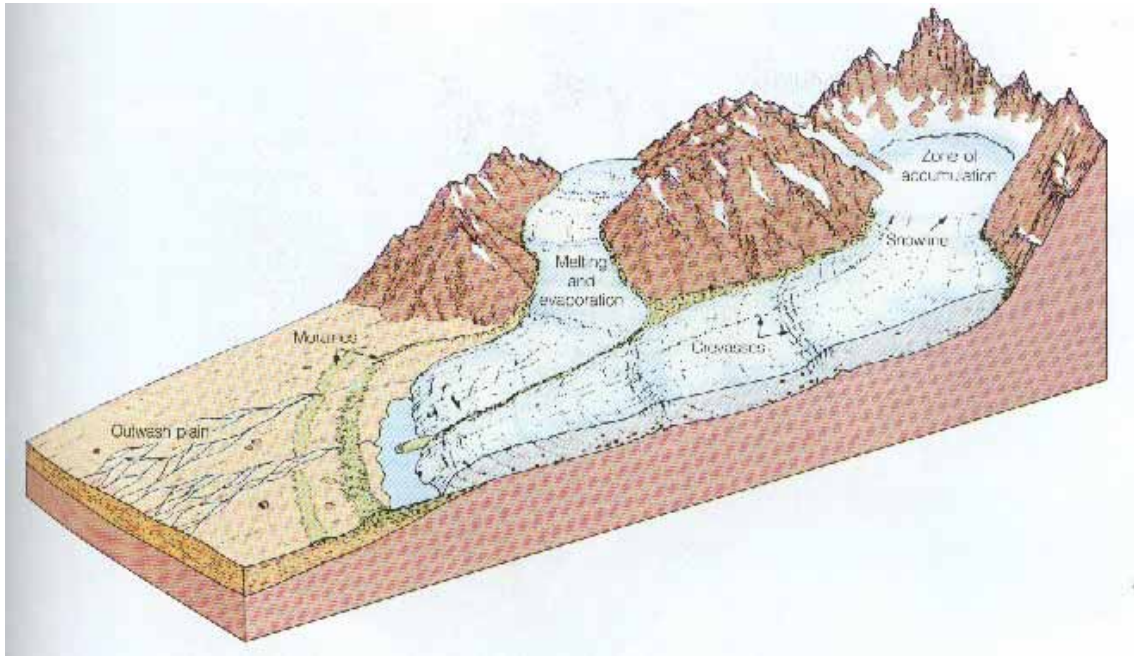


Figure 14.15



Sistem glaciar (dupa W. Kennet Hamblin, 1989)



VALEA PALTINU DIN MUNȚII FĂGĂRAȘ, VALE GLACIARĂ
ȘI POTCOAVE NIVALE (foto N. Popescu).

CURS 9

RELIEFUL PERIGLACIAR

1. Introducere

Termenul de periglaciuar are un continut complex, in sensul ca el defineste conditii de mediu, procese, zone si etaje morfoclimatice situate la marginea ghetarilor.

Mediul periglaciuar se caracterizeaza prin predominarea proceselor determinate de cuplul inghet-dezghet, actiunea suprapunandu-se pe un sol permanent sau temporar inghetat (permafrost), care se ingheata sezonier, la partea superioara rezultand startul activ (molisulul), in care se produc majoritatea proceselor periglaciare.

Domeniul periglaciuar a avut o extindere mai mare in Pleistocen. In prezent, conditii periglaciare se intalnesc **in regiunile arctice si subarctice**, ce corespund zonalitatii latitudinale, cat si in **regiunile montane** (inalte) unde intervine etajarea climatica. Din acest ultim punct de vedere, limita inferioara a etajului periglaciuar creste altitudinal dinspre latitudinile mari spre ecuator. De aceea, se poate vorbi de un **periglaciuar continental si de un periglaciuar montan**.

Zona periglaciara actuala se intinde de la marginea calotelor glaciare pana la limita extrema a permafrostului ce corespunde, in general, cu izoterma anuala de +3°C si cu izoterma de +10° C a lunii celei mai calde. In Europa, urmareste urmareste indeaproape Cercul Polar , in America de Nord ajunge la 55° latitudine nordica, iar in Siberia de Est pana la 44°. In emisfera sudica ocupa doar cateva in jurul Antarcticii si o parte din Insula Tara Focului.

Domeniul periglaciuar ocupa o suprafata de aproximativ 34 mil. km², ceea ce reprezinta circa 20% din suprafatauscatului, dintre care 21 mil. Km² se afla in emisfera boreala. Sub aspect bioclimatic se suprapune regiunilor de tundra si padurii boreale.

Modificarea conditiilor bioclimatice dinspre periferia calotelor catre limita externa a domeniului periglaciuar este urmata de modificari corespunzatoare si in ansamblul proceselor de modificare. Astfel:

- **Tundra pietroasa si silvotundra**- se caracterizeaza prin frecventa mare a proceselor crogene si de gelifractie, la care se adauga procese de solifluctiune si curgeni noroioase. Cea mai reprezentativa zona de tundra, care concentreaza intreaga gama de procese periglaciare, se gaseste in Eurasia unde se desfasoara pe o lungime (est-vest) de circa 600 km. In cele trei continente nordice tundra pietroasa si silvotundra ocupa aproximativ 8 mil. km², dintre care peste 3 mil. km² in Siberia.

- **Padurea boreala de conifere (taiga** in Siberia, **barrskog** in Scandinavia, **padurea hudsoniana** in Canada), reprezinta cea mai intinsa padure de pe Terra (aproximativ 18 mil. km²).se suprapune pe un permafrost continuu(Siberia Orientală) si discontinuu, in Siberia Occidentala, Canada de Vest, sau pe solurile temporar inghetate(nordul Campiei Ruse, Scandinavia, Canada de Est). Aici din cauza drenajului slab apar procese de inmlastinire se inundatii frecvente.

- **Periglaciarul montan**, determinat de etajarea climatica, este present in toate zonele morfoclimatice, acolo unde altitudinile impun conditii favorabile in zona temperate, etajul periglaciara este situata la altitudini de 1800-3000 m si este dominat de procese de gelifractie, curgeri si torenti de pietre, solifluxiune, in prezenta sau absenta unui permafrost sezonier. Primavara si vara, in timpul topirii zapezilor, se intensifica procese fluvio-torentiale. In etajul periglaciara **din zona morfoclimatica arida si semiarida normal**, se constituie la inaltime de 4000-6000 m , fiind dominat de procesele de gelifractie, nivatie, solifluxiune si torentialitate, iar in **zona morfoclimatica intertropicala**, acesta se evidentiaza la altitudini cuprinse intre 3800 m pana la 4500-5000m.

2. Agentii si procesele de modelare

Agentii de modelare care actioneaza in mediul periglaciara sunt: **aerul**, prin oscilatiile termice si vant, **apa** provenita din topirea zapezii si din molisol, **gheata din sol** (permafrost) si **zapada**. Acesti agenti determina o serie de procesele de modelare care sunt controlate in special climatic (prin oscilatiile termice), cuplu **inghet-dezghet** fiind principalul responsabil in crearea morfologiei specific periglaciara.

In afara agentilor si proceselor determinate climatic, care se implica direct in formarea reliefului periglaciara, mai intervin si o serie de factori care favorizeaza sau franeaza activitatea proceselor periglaciara. Dintre acestia cei mai importanti sunt: roca, structura , panta (suprafete plane, suprafete inclinate) si vegetatia.

Procese de modelare periglaciara care insotesc agentii amintiti mai sus sunt:

- **Gelifractia si criofractia**, care determina fragmentarea rocilor prin dezagregare si hidrofracturare, ca urmare a ciclurilor gelivale (ciclul gelival=ciclul inghet-dezghet, reprezinta trecerea temperaturii sub si peste 0°C); cu o amplitudine de 2, 3 si cu o durata de cel putin 24 ore.

- **Frost-heaving** (impingerea prin inghet), care reprezinta procesul prin care are loc ridicarea catre suprafata solului a particulelor si fragmentelor de roca prin presiuni criostatice;

➤ **Frost-cracking**, reprezintă “craparea”(fisurarea) statului înghețat permanent (permafrost) produsă de contractiile termice la temperatură de subîngheț (0°C). Deși acest proces caracterizează în principal permafrostul, el afectează și stratul activ sau solurile care îngheață sezonier. Fenomenul de frost-cracking (crapare prin îngheț) este foarte frecvent în orizontul de permafrost deoarece acesta se comportă ca un solid-rigid care, spre deosebire de solul activ, nu poate să răspundă la schimbările de temperatură prin deformări plastice;

➤ **Crioturbatia**, proces specific molisolului, prin care orizonturile de sol sunt deranjate prin deformări plastice criostatice exercitate de repetarea fenomenelor de îngheț și dezgheț;

➤ **Deplasările în masă (solifluxiune)** se produc frecvent pe suprafețe înclinate, fiind rezultatul alternanței îngheț-dezgheț, la care se adaugă și forța gravitațională (aceasta impune deplasarea materialelor pe un strat înghețat, în lungul pantei);

➤ **Nivatia**, reprezintă procesul complex de modelare determinat de acțiunea zăpezii și a firnului. Acumularile de zăpadă care se mențin un timp mai îndelungat în locurile adăpostite ale versanților, determină procese de tasare, eroziune mecanică (inclusive avalanșe), dizolvare prin apele de topire;

➤ **Eolizatia** este procesul complex de modelare îngrosat de acțiunea vântului, intensitatea acestuia fiind favorizată de lipsa unui covor vegetal consistent, de existența unei pături subțiri și discontinue de zăpadă care nu protejează solul și roca. Eolizatia se realizează prin **deflație** și **coraziune**, la care participă, pe lângă graunții de nisip, și mici fragmente de gheață.

➤ **Siroirea**, este acțiunea exercitată de suvoaiele de apă rezultate din topirea gheții, dar și din ploile care se produc (uneori în aceeași regiune) înainte ca solul să se fi înghețat.

➤ **Fluvio-torentialitatea reprezintă procesul** exercitat de către apele curgătoare, în perioadele scurte de îngheț, când râurile antrenează prin procesul scurgerii mari cantități de materiale, provenite din malurile degradate prin gelifracție. scurgerea se produce însă, în păturile fluviatile rămase înghețate, cursurile de apă deplasându-se lateral spre versanți, contribuind la largirea excesivă a văilor.

PERMAFROSTUL

Permafrostrul este un **depozit sedimentar** care are o temperatură medie anuală de sub 0°C, cel puțin doi ani consecutive. Ca urmare apă de infiltrație îngheață și face legătura între particulele și fragmentele de roca.

El este produsul tipic al procesului de îngheț definind atât mediul periglacial, cât și

zonele si etajele periglaciare.

Termenul de permafrost (Müler, 1945) provine de la abrevierile expresie in limba engleza “permanently frozen”= permanent inghetat”. In literature de specialitate mai este cunoscut si sub alte denumiri: **tjale** (Högböm, 1914), **merzlota** (URSS, Sumghin, 1937), **pergelisol** (Bryan, 1946).

DINAMICA PERMAFROSTULUI

CONDITIILE DE FORMARE:

Aparitia si mentinerea permafrostului sunt conditionate atat din punct de vedere climatic, cat si din punct de vedere geologic. Conditia climatica presupune mentinerea unor temperaturi negative la suprafata solului, iar conditia geologica se refera la existenta unor depozite sedimentare neconsolidate, care pot inmagazina apa, ce ingheata la temperature de sub 0°C.

Grosimea stratului de permafrost este determinate de echilibrarea bilantului termic, temperaturile negative de la suprafata solului fiind determinate pe verticala de gradientul geotermic (temperature creste cu 1°C la aproximativ 33 m adancime). Deci, baza permafrostului corespunde temperaturii medii de 0°C, care reprezinta bilantul termic dintre cele doua componente. Alti factori care conditioneaza grosimea permafrostului sunt: cantitatea de apa inmagazinata in sedimente (functie de pozitionarea si permeabilitatea lor), conductibilitatea termica diferita a rocilor, omogenitatea si neomogenitatea acestora.

Sucesiune in timp a unor stari climatice diferite, a determinat crestera sau degradarea permafrostului. Grosimea permafrostului poate varia de la cativa metrii pana la 150-300 m in Spitzberg si peste 600m in Siberia.

Partea superioara a permafrostului care se dezgheata annual, in timpul sezonului cald, formeaza **stratul activ**, cunoscut si sub denumirea de **molisol**. Astfel, prin cresterea temperaturii in perioadele de dezghet, se realizeaza topirea ghetii interstitiale sau a ghetii din apa freatica.

Molisolul are grosimi ce variaza in functie de conditiile climatice din timpul verii, differentiate in raport cu situatia geografica a regiunilor periglaciare (astfel grosimea variaza de la cativa dm pana la 6-7 m in Siberia, in zona pergelisolului degradat). Pe langa pozitia geografica, grosimea molisolului este conditionata si de alti factori, printre care amintim: gradul de acoperire cu zapada, covorul vegetal, alcatuirea litologica, morfologia terenului, etc.

Molisolul are o dinamica accentuate, el fiind supus in permanenta fluctuatiilor termice diurne si sezoniere. Astfel, molisolul inregistreaza variatiile de temperature ale aerului prin

repetarea ciclica a inghetului si dezghetului. In timpul perioadelor de inghet, in interiorul stratului active se produc tensiuni criostatice ce se datoreaza atat dilatarii apei prin cresterea volumului la inghet, cat si contractarii, tot prin inghet, a orizontului superficial.

Alternanta ciclurilor gelivale determina la nivelul molisolului procese de delivatie si de crioturbatie, care genereaza in interiorul acestuia structuri periglaciare, iar la suprafata, o varietate mare de forma de relief.

TIPURI DE PERMAFROST

Exista mai multe criterii de clasificare a tipurilor de permafrost.

a. Dupa localizarea permafrostului:

- **permafrost continental**, care se dezvoltata pe suprafete din interiorul continentelor, iar acesta la randul sau poate fi: **zonal** si **intrazonal**. Permafrostul zonal se dezvolta in regiunile polare si subpolare, iar permafrostul interzonal este impus de etajarea climatica, si se dezvoltata in regiunile montane inalte;

- **permafrost marin**, este relict, el pastrandu-se din timpul Pleistocenului cand, datorita acumularii apei in ghetari, nuvelul Oceanului Planetar a scazut fapt ce a determinat exondarea si formarea pe suprafete devenite uscat, a permafrostului. In postglaciar nivelul oceanic a crescut, apele au acoperind suprafetele cu permafrost care au ramas in domeniul marin. Explicatia conservarii acestui permafrost relict consta in faptul ca, apele marine sunt sarate, punctual de inghet al acestora fiind mai scazut decat al apelor dulci (intre 0°C -1,6°C) avand o stare de supraracire. In Marea Beaufort grosimea permafrostului ajunge la peste 150m, si chiar 500m.

- **permafrostul subglaciar** este present indeosebi sub calotele glaciare actuale in Antarctica si Groelanda, dar si in depozitele subglaciare ale ghetarilor montani.

b. Dupa gradul de dezvoltare:

- **permafrost continuu**, delimitat de izoterma medie anuala de -6°C, se caracterizeaza prin grosimi de peste 100m, iar in stratul active-molisolul-din timpul verii are grosimi mai mici de 1m (in Canada de Nord, 0,30-0,50m);

- **permafrost discontinuu**, cuprins intre izotermele de 0C si -6C, se caracterizeaza prin grosimi mai mici, ce pot oscila intre 10 cm si 100m, iar stratul active are grosimi mai mari de 1-3 m, darn u depaseste 3 m.

c. Dupa timpul in care s-au format:

- **permafrostul actual**, se pasteaza in toate regiunile continentale si montane care indeplinesc conditiile de formare a acestuia ,avand un caracter zonal si altitudinal.

- **permafrostul relict**, format in timpul Pleistocenului, se pastreaza atat in

domeniul continental, in Siberia la adancimi de peste 500 m, cat si in domeniul marin, Marea Beaufort.

STRUCTURI PERIGLACIARE SI FORME DE RELIEF DEZVOLTATE PE SUPRAFETE PLANE

Structurile periglaciare si formele de relief care se formeaza pe suprafete plane sau usor inclinate, unde depozitul superficial este supus in permanenta inghetului si dezghetului sunt determinate de presiunile criostatice, care impung deplasari individuale sau in masa in interiorul stratului active. Acestea sunt controlate de procesul de frost-heaving care reprezinta actiunea de ridicare, prin inghet, a fragmentelor de roca la suprafata solului. In procesul de frost-heaving predomina miscarea pe verticala a particulelor si fragmentelor de roca supuse presiunii criostatice (reprezinta presiunea exercitata de inghet). Deplasarea fragmentelor se face pe planurile de inghet determinate de migrarea apei, sau pe planuri create de diferentierea de densitate a materialelor supuse inghetului.

Ca urmare a proceselor de frost-heaving se produce sortarea materialelor din interiorul molisolului, cele grosiere sau impinse catre suprafata, iar cele mai fine raman in interiorul acestuia. Explicatia acestui process este aceea ca presiunea exercitata asupra fragmentelor de roca este direct proportionala cu marimea acestora (cu cat rocile sunt mai mari, presiunea este mai mare).

In urma acestor procese in interiorul molisolului se produc deformari ale orizonturilor de sol (crioturbatii), iar prin impingerea catre suprafata a fragmentelor grosiere rezulta pavajul de pierte si scumulari de pietre cu configuratii geometrice diferite (cercuri cu pietre, poligoane, etc).

CRIOTURBATII

Crioturbatiile se formeaza in domeniul stratului active, ca effect al presiunilor exercitate de stratul inghetat de la suprafata molisolului pe de o parte, si de permafrostul aflat la baza molisolului, pe de alta parte.

Presiunile criostatice pot determina "deranjari" ale orizontului de sol in forme neregulate, numite crioturbatii, sau in forme mai regulate numite involutii.

Scaderile de temperature determina initial inghetarea partii superioare a molisolului, care imprima o presiune in masa depozitelor ramase neinghetate de sub el. Presiunea produsa de stratul inghetat este limitata insa de presiunea exercitata de partea superioara a permafrostului. Astfel, datorita presiunii inegale, la care este supus depozitul neinghetat, in

interiorul acestuia se produc : ondulari, cutari, crioturbatii sau involutii periglaciare.

Structurile periglaciare sunt specifice zonelor arctice (unde permafrostul este la mica adancime), dar se gasesc si in zonele temperate si intertropicale la inaltimi mari.

PENE DE GHEATA- FROST CREAKING

Penele de gheata sunt crapaturi care apar in permafrost (care in timpul iernii ajunge pana la suprafata) datorita contractiilor termice provocate de gerurile puternice, din timpul iernii, acestea sunt umplute cu gheata.

Formarea penelor de gheata presupune un climat foarte rece deoarece s-a dovedit ca permafrostul se contracta, in interior producandu-se crapaturi- fisuri de tensiune, la temperature de -20°C la -15°C . penele de gheata indica un climat cu temperature medii anuale de -8°C la -5°C .

Crapaturile de contractie care se produc in timpul iernilor reci, cand si stratul active de la suprafata permafrostului ingheata, au largimi si adancimi de cativa centimetrii. In perioadele in care au loc dezghetul stratului active aceste crapaturi din permafrost sunt umplute cu apa, care se va transforma in gheata atunci cand perioada geroasa revine. Repetarea fenomenului duce la cresterea volumului de gheata din crapaturi, ceea ce va determina cresterea acestora si adancirea lor.

Penele de gheata pot avea adancimi si latimi variabile (de la cativa centimetrii pana la zeci de metrii), precum si aspecte diferite. Crapaturile se leaga de obicei intre ele formand retele poligonale de 4,5,6 laturi.

SOLURILE POLIGONALE

Solurile poligonale sunt asociate cel mai adesea cu crapaturile din sol in care se formeaza penele de gheata. Ele apar pe suprafetele putin inclinate cu pante de 0° - 2° cel mai adesea sub forma de pentagoane si hexagoane.

Poligoanele au diametre ce pot varia de la cativa centimetrii pana la zeci de metrii (in Canada si in Alaska s-au intalnit peste 40 m).

Datorita presiunilor criostatice din interiorul stratului active, se produc sortari de materiale; astfel fragmentele grosiere scoase la suprafata solului cad gravitacional pe suprafata poligoanelor, umpland crapaturile, cele fine ramanand in partea centrala a poligonului. Formele poligoanelor pot apare si in absenta crapaturilor din sol, in special daca solurile au o textura fina, uniforma. in cazul terenurilor cu pante mai accentuate, intre 2° - 7° , poligoanele isi modifica forma prin alungire in benzi aproape paralele.

CERCURI DE PIETRE

Cercurile de pietre sunt acumulări circulare de material grosier care înconjoară un apatru alcătuit din elemente fine, în formarea lor intervenind procesul de sortare prin frost-heaving.

Cercurile de pietre apar pe suprafețe ușor înclinate (pante $>2^{\circ}-7^{\circ}$), și au diametre de până la câțiva metri. Desfășurarea pe suprafețe înclinate și formarea ghirlandelor de pietre și a solurilor striate.

SOLURILE STRIATE

Provin din deformarea solurilor poligonale și a cercurilor de pietre în lungul pantelor ce au înclinări mai mari de 8° ; în formarea acestora intervenind forța gravitațională.

Se numesc soluri striate datorită alternanței de benzi de materiale fine cu benzi de material grosier.

CAMPURI DE PIETRE

Campurile de pietre se întâlnesc pe suprafețe constituite **din roci dure, macroglive**, cu înclinări mai mici de 10° . Gelifracțele rămân pe loc sau se deplasează puțin, creând îngrămădiri de material grosier ce acoperă complet roca de bază.

Se întâlnesc frecvent în zonele montane înalte (Gh. Posea și colab., 1976).

HIDROLACOLITII SAU PINGO

Pingo, limba eschimosilor înseamnă movilă. Hidrolacolitii sunt mobile de pamant, care au un miez (nucleu) de gheață, având dimensiuni mari, cu înălțimi variind între 30m-600m. Majoritatea sunt mai mult sau mai puțin circulare, dar pot apărea și sub forma alungită.

Pingo este rezultatul acțiunii apei de infiltrație care se acumulează în materialul **sedimentar**, între planurile de stratificație din molisol, în timpul perioadelor de dezgheț (primăvara, dând naștere la mici “pungi de apă”). Iarna, acestea îngheață formând nuclee de gheață, care exercită presiuni asupra stratului superior pe care îl deformează, bombardându-l, iar la suprafața solului apar mobile-pingo. Pe măsură ce aceste mobile cresc în dimensiuni (rata maximă de creștere verticală a unui pingo este de aproximativ 0,5 m pe an), pe suprafața lor apar crapecuri care, adâncindu-se conduc la prăbușirea pingo-ului cu formarea unui crater central; aceste cratere pot rămâne deschise sau pot forma un lac prin acumulare de apă. Ulterior prăbușirii părții centrale a pingo-ului, se pot prăbuși și pereții mobilei astfel încât depresiunea centrală rămâne înconjurată de un val de pamant.

Craterele și valurile de pamant-pingo au fost recunoscute în Europa de Vest ca fiind cratere relict din ultima glaciațiune. Toate pingo-urile care au fost datate au mai puțin de

10.000 de ani vechime, si multe din cele mici formate in Arctica, au fost create in ultimele sute de ani. In prezent in arctica exista doar cateva mii de astfel de forme de relief periglaciara.

MOVILE INIERBATE (MARGHILE, THUFUR, HUMMOCKS)

Movilele inierbate apar sub forma unor bombari la suprafata solului avand inaltimea pana la 0,50 m si diametru de 1-2m. ele sunt acoperite intotdeauna de vegetatie, in special ierburi hogrofile, muschi, ericacee, etc.

Se constituie din materiale fine (argiloase si nisipoase), si apar in urma inghetului diferentiat al apei in sol, si a unor procese biochimice. Nucleul marghilelor este constituit dintr-un sol mineral, sau humus, sau o piatra.

FORME DE RELIEF REZULTATE PRIN GELIFRACTIE (CRIOFRACTIE)

Gelifractia reprezinta procesul de dezagregare a rocilor in urma ciclului inghet-dezghet. Astfel, hidrofracturarea (gelifractia) se produce ca urmare a inghetarii apei care patrunde in porii si fisurile rocilor. Presiunile care iau nastere in interiorul rocilor se datoreaza atat cresterii in volum, cu 9%, a apei, dar si datorita cresterii in volum a cristalelor de gheata din interiorul rocilor.

Gelifractia produce **grohotisuri** cu fragmente de roca de diferite dimensiuni, care se acumuleaza la baza abrupturilor, pe care le degradeaza.

Crestele de gelifractie se formeaza atunci cand procesele de gelifractie afecteaza doi versanti opusi, care treptat se retrag paralel cu ei insisi, pana cand abrupturile lor se intersecteaza.

Treptele de crioplanatie (altiplanatie) se formeaza in partea superioara a versantilor stratificati. Au aspectul unor terase cu imbinari de poduri si frunti, dimensiunile lor fiind foarte diferite. Podurile pot avea latimi de cativa metri pana la 1 km, iar fruntile au inaltimea intre 3m-20m.

Pe versantii ce sunt formati din alternante de roci cu grad de gelifractie diferit, si unde stratificatia este orizontala, apar cele mai tipice trepte de antiplanatie.

Varfurile reziduale sunt proeminente care au ramas in relief datorita faptului ca au rezistat dezagregarii; acestea pot avea forme diferite, aparand ca forme piramidale, ace, creste, etc.

Tor-ul reprezinta gramezi de roci masive care rezulta din ramanerea pe loc a gelifractelor.

În special în climatul rece, când procesele de hidrofracturare au loc de-a lungul rețelelor de fisuri de roci, torurile se pot produce într-o singură etapă. Procesul este mai puțin eficient în rocile puțin fisurate. Atât timp cât procesele de alunecare pe pante pot antrenă fragmentele de roca rezultate hidrofracturării, rocile masive vor deveni treptat mai proeminente în peisaj, rămânând ca un tor pe o parte a abruptului care se retrage, sau pe creasta unei culmi care scade în înălțime.

Torurile de acest tip au fost descrise în Antartica, Tazmania, Noua Zeelandă și Scandinavia.

Tipurile de roci pe care torurile le formează sunt: **cuartite, granite, sisturi, gresii și dolerite.**

Pietrele oscilante (babe, ciuperci), sunt proeminente de formă rotunjită, în zonele cu pante line, dar unde rocile prezintă discontinuități de dezagregare - în modelarea lor intervenind și vântul.

RELIEFUL DE EOLIZATIE

Eolizatia reprezintă procesul de modelare a reliefului de către vânt, prin coraziune și deflație.

Vântul se impune ca agent de modelare a regimurilor periglaciare prin faptul că el spulberă și transformă materialul de roca în granular, dar contribuie și la modelarea creștelor și stâncilor izolate, slefuind proeminențele rocilor și mărinde spaturile.

Dintre formele de relief rezultate prin acțiunea eoliană putem aminti: **fatetele slefuite, alveolele din versanți, pavaje eoliene.**

Procesul de acumulare eoliană în domeniul periglaciare este foarte important, în urma lui rezultând **dunele de nisip**. Evoluția acestora în domeniul periglaciare este diferită de cea a dunelelor din deserturile toride.

RELIEFUL DEZVOLTAT PE SUPRAFETE INCLINATE

Cele mai multe dintre formele de relief dezvoltate pe versanți au caracter poligenetic; vor fi însă asociate, în prezenta lucrare, cu procesul predominant care a contribuit la formarea lor.

FORME DE RELIEF REZULTATE PRIN GELIFLUXIUNE

Gelifluxiunea (solifluxiunea pe sol înghețat) reprezintă procesul de curgere pe versanți a solurilor și a materialelor imbibate cu apă, curgerea fiind favorizată de existența unui substrat înghețat.

Miscorarea coeziunii dintre particulele solului, eficacitatea ciclurilor gelivale, aptitudinea materialelor de a se deplasa pe planurile de alunecare (respectiv pe planul înghetat), reprezintă factori care determină curgerea materialelor pe versanți.

Procesele de deplasare individuală sau în masă a materialelor pe pante, în condițiile unui substrat înghetat, determină apariția unor forme de relief specifice - stratificații ritmice, ghetari de grohotis, pietre glisante, terase.

1) **Stratificări ritmice (grizes-litees)**, reprezintă acumulări de materiale cu dimensiuni variate, depuse la baza versanților prin procese de sezoniere, ritmice, alternante. În urma deplasării repetate a materialelor de pe versanți, la baza lor, se formează un "tapsan de acumulare" în care alternează orizonturi grosiere cu orizonturi fine, demonstrând o stratificare ritmică.

2) **Bolcurile glisante**. Straturile de geliflexiune indeosebi încorporează lespezi mari, care pot fi transportate cu aceeași viteză ca restul curgerii, sau pot fi deplasate mai repede pe un plan local de alunecare. Mișcarea blocurilor glisante se face în timpul perioadelor de dezgheț când stratul superior de sol este puternic umectat; în timpul alunecării ele lasă în urmă mici depresiuni, iar în față formează un val.

3) **Ghetarii de grohotis** sunt forme de relief tradiționale între periglaciuar sau glaciuar; reprezintă acumulări de materiale dezagregate, gheata și zapada dispuse la baza versanților și e vai. (Gh. Posea și colab., 1976)

Diferența dintre un ghetar de grohotis și un ghetar propriu-zis, constă în ceea ce primul este format de majoritar din fragmente de roci cu gheata interstitală, reziduală și evă, și cel de-al doilea este format majoritar din gheata ce include deșeurile.

Ca dimensiuni, ghetarii de grohotis ajung la 1 km lungime, 50 m grosime și au o pantă axială de 10%; valul frontal depășește 10 m grosime, și prezintă o pantă de 35°. (Gh. Posea și colab., 1976).

4) **Alunecările de gelifluxiune** afectează solul și pătura de alterare de pe versanții cu înclinări < 15°. Se produc pe un pat format din roca coerentă sau înghetată în timpul dezghețului.

FORMELE DE RELIEF REZULTATE PRIN PROCESSE DE NIVATIE

Nivatia este procesul complex de tasare, eroziune mecanică și dizolvare, exercitat de acumulările de zapada care stagnează un timp mai îndelungat în locurile adăpostite.

Nivatia împreună cu înghețul și dezghețul și cu gelifluxiunea constituie principalele procese ce caracterizează morfoenergia periglaciuară.

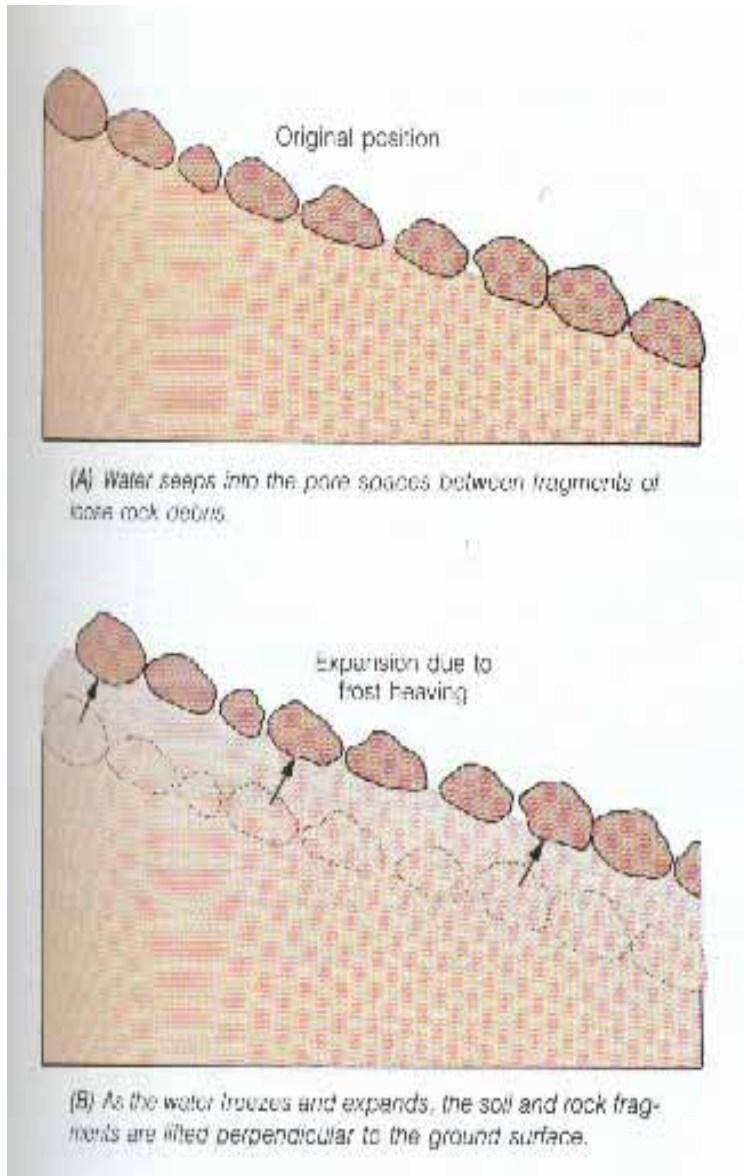
In urma procesului de nivatie rezulta o serie de forma de relief precum: **nisele nivale, palnii nivale, potcoave nivale, culoare de avalanse.**

1. **Nisele nivale**, au aspectul unor mici depresiuni alungite, rolul essential in formarea lor apartinand nivatiei, desi la formarea lor contribuie si alte procese. S-a observat ca peticele de zapada care persista pe pante adapostite produc aceste forme de relief dupa doar cateva anotimpuri. Ele tind sa se auto-largasca; o scobitura odata produsa va adaposti un banc de zapada, dar in fiecare an va fi din ce in ce mai mare, datorita eroziunii produsa de zapada.

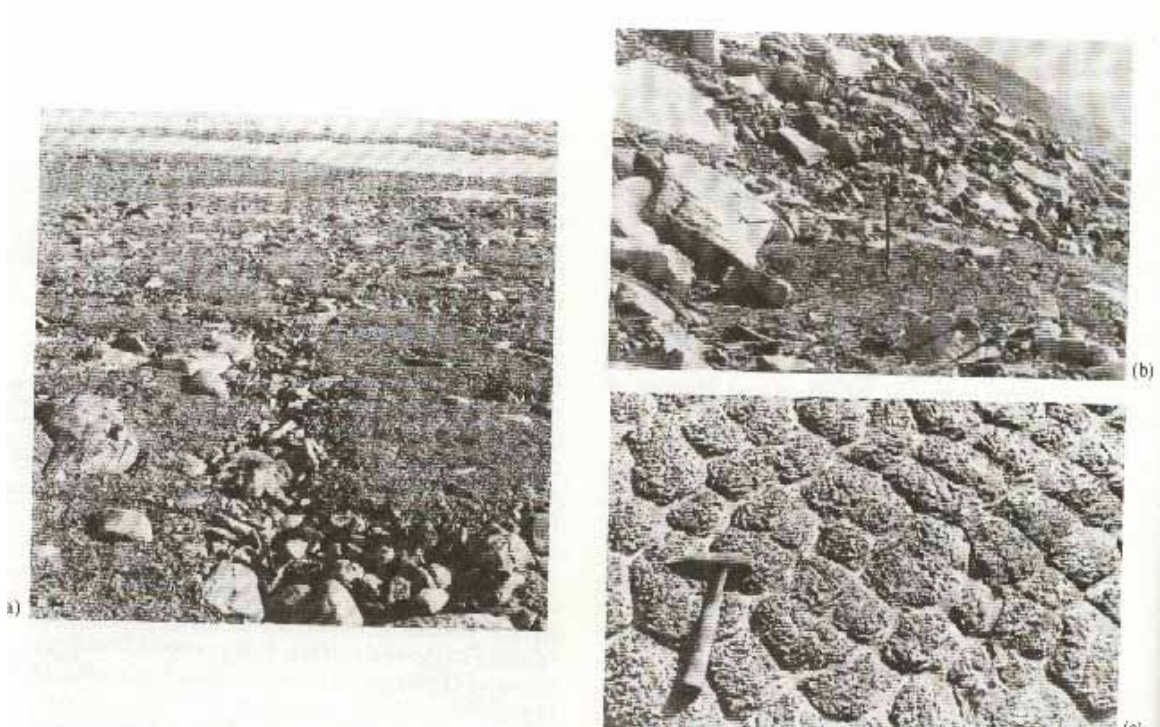
2. **Palnii nivale** se dezvoltă la obarsia vailor torentiale, unde exista conditii pentru acumularea unor cantitati mari dezapada perena. Datorita topirii zapezii in timpul anotimpului cald, se produc largiri ale formei initiale.

3. **Potcoavele (morenele) nivale** sunt acumulari de gelifRACTE impinse in fata micro-depresiunilor nivale. Au forme semicirculare, desfasurandu-se pe multe zeci de metrii, in grosime si lungime. Se formeaza prin alunecarea zapezii, avalanse, si prin rostogolirile materialelor peste acumulările de zapada inghetata. Cu timpul se cimenteaza si rezulta “tapsan sinuos”.

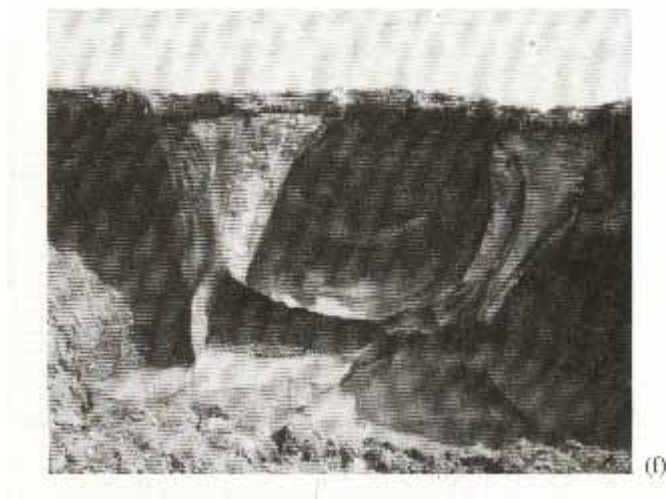
4. **Culoarele de avalanse**, rezulta in urma avalanselor de zapada care inlatura odata cu deplasarea gravitacional a zapezii, gelifRACTELE acumulate in lungul versantilor sau a vailor. Culoarele de avalanse pot avea lungimi de sute de metrii. Se formeaza pe versanti cu inclinare mare.



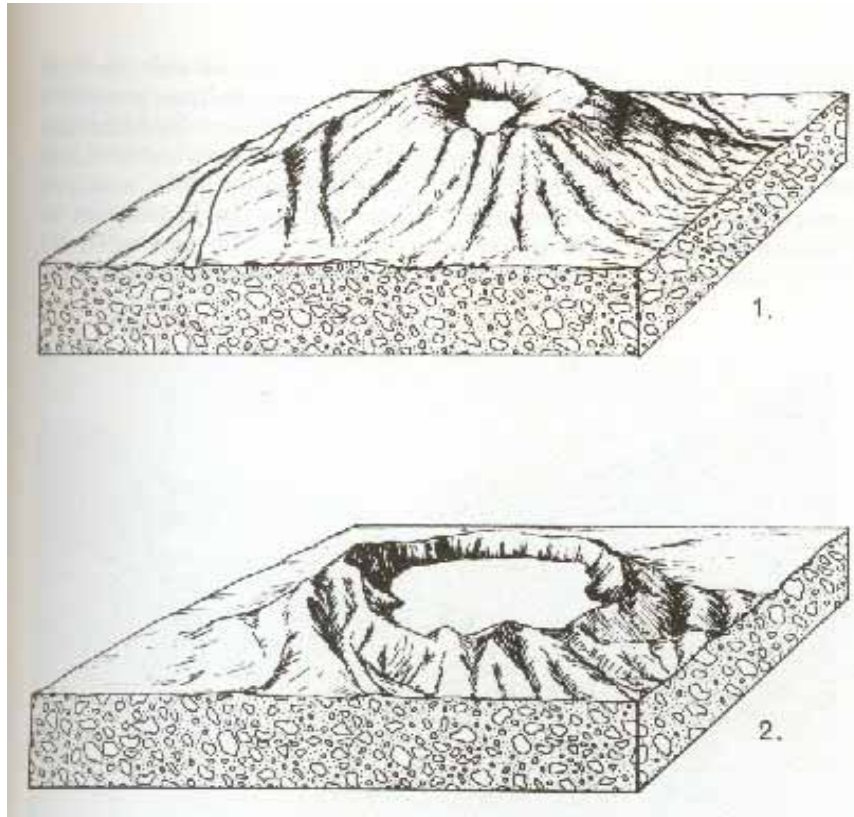
Process de frost-heaving- impingere prin inghet (dupa W. Kennet Hamblin, 1989)



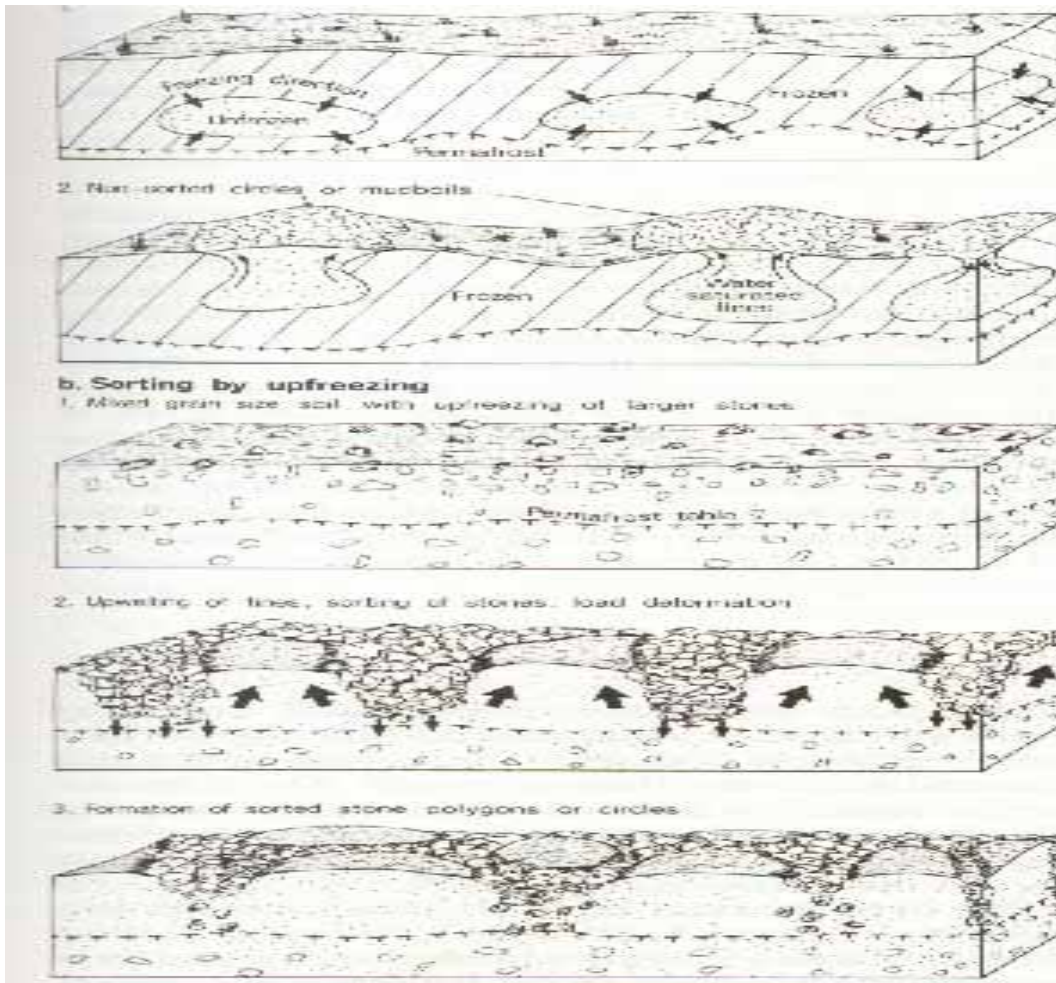
Acumulari de pietre cu configuratii geometrice diferite; structuri poligonale
(dupa M.J.Selby,1996)



Pene de gheata (dupa M.J.
Selby,1996)

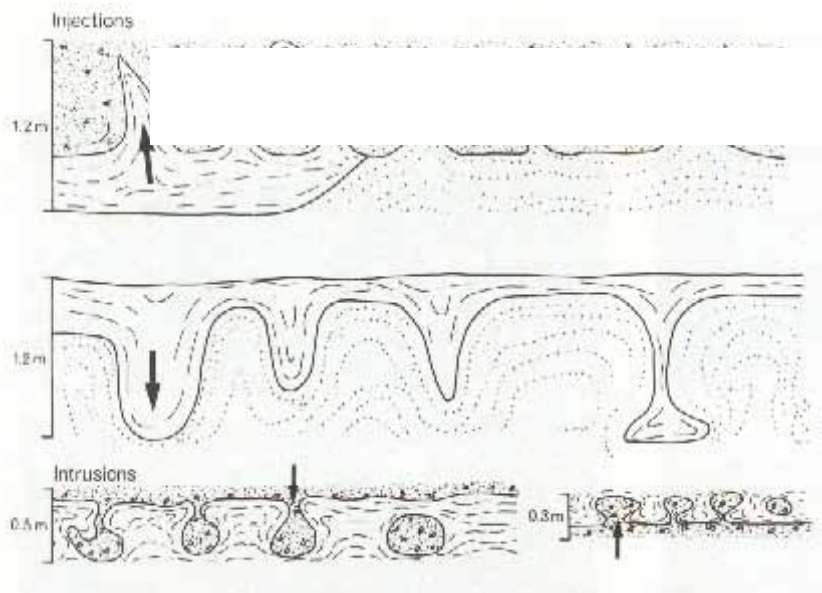


Pingo sau hidrolacoliti (dupa M.J.Selby,1996)



A-Presiuni criostatice

B-sortarea materialului prin procese periglaciare



Tipuri de involutii periglaciare (crioturbatii)