Universitatea
Ștefan cel Mare
Suceava

Facultatea de Istorie şi Geografie

CENTRUL DE ÎNVĂŢĂMÂNT LA DISTANŢĂ ŞI FORMARE CONTINUĂ

Specializările: Geografie
Geografia turismului

Anul III, Sem. 1

http://atlas.usv.ro/www/id/

Telefon: +40 230 216 147/ / int: 511

Conf. univ. dr. Daniela POPESCU

GEOGRAFIA CUATERNARULUI

SUCEAVA, 2016

Introducere

Ultima şi cea mai nouă perioadă din evoluţia geologică a planetei noastre, Terra, este numită Cuaternar. Dacă toate celelalte perioade geologice au avut extindere temporală pe mai multe zeci de milioane de ani, Cuaternarul reprezintă cea mai scurtă etapă, respectiv ultimele 1,8 – 2 milioane de ani din istoria Pământului, caracterizată printr-un complex de evenimente ce au generat modificări cu implicaţii radicale la scară globală asupra evoluţiei reliefului, florei, faunei şi, în mod deosebit, asupra speciei umane.

Geografia Cuaternarului este o disciplină atotcuprinzătoare şi importantă pentru pregătirea studenţilor geografi, disciplină care le facilitează înţelegerea diverselor cauze răspunzătoare de declanşarea ultimei glaciaţii din istoria geologică Pământului, precum şi influenţa acesteia asupra terenurilor ocupate de gheaţă, dar şi a arealelor de la periferia calotelor glaciare, asupra peisajului geografic, organismelor vegetale şi animale, omului.

Materialul de studiu debutează cu o serie de noţiuni legate de cronologie a perioadei cuaternare, urmate apoi de un capitol de metodologie de cercetare. Detalierea cauzelor ce au condus la variaţiile climatice cu influenţe asupra crustei terestre, a hidrografiei, a procesului de litogeneză, este completată cu alte capitole referitoare la paleogeografia României, fenomenul glaciar şi repartiţia geografică a depozitelor de vârstă cuaternară la nivelul continentelor.

Obiectivele cursului

Parcurgerea materialului de studiu urmăreşte:

- ✓ formarea unui limbaj geologic de specialitate;
- ✓ însuşirea unor noţiuni cu privire la principalele evenimente climatice, geologice şi paleontologice care au marcat ultimele 2 milioane de ani din istoria geologică a Pământului;
- ✓ interpretarea conexiunilor dintre variaţiile climatice care au condus la instalarea glaciaţiilor şi efectele lor geologice asupra crustei terestre (transgresiuni şi regresiuni marine, eroziune glaciară, relief glaciar etc.).
- ✓ interpretarea fenomenelor şi proceselor geologice endogene şi exogene care s-au manifestat la nivelul Cuaternarului;
- ✓ însuşirea unor noţiuni generale privind:
    - definirea corectă a limitelor stratigrafice ale perioadei cuaternare;
    - metodologia de cercetare a depozitelor cuaternare;
    - principalele tipuri de roci formate în Cuaternar;
    - paleogeografia României în Cuaternar;
    - fenomene şi procese caracteristice domeniului glaciar şi periglaciar.

Competenţe generale conferite de parcurgerea materialului de studiu

După parcurgerea acestui modul, studentul va fi capabil să:

- defineasca diviziunile cronostratigrafice ale perioadei cuaternare;
- descrie principalele evenimente desfăşurate la nivelul Cuaternarului;
- descrie metodele de cercetare ale perioadei cuaternare;
- explice şi să descrie cauzele schimbărilor climatice ce au generat ultima glaciaţie din evoluţia geologică a Pământului;
- explice şi să interpreteze fenomenele şi procesele geologice endogene răspunzătoare de declanşarea mişcărilor tectonice şi vulcanismului cuaternar;
- explice efectul combinat al factorilor geologici interni şi externi asupra geomorfologiei crustei terestre;
- interpreteze relaţia dintre factorii geologici şi variaţiile climatice care au provocat modificări importante ale hidrosferei în Cuaternar: variaţiile nivelului Oceanului Planetar, temperatura, chimismul şi dinamica apelor oceanice;
- realizeze reconstrucţii paleogeografice în funcţie de natura petrologică, mineralogică, aspectele structurale şi texturale, culoarea rocilor, formele de zăcământ, etc.

Cerinţe preliminare

Materialul de studiu propus studenţilor din anul III de la specializările *Geografie* şi *Geografia turismului* urmăreşte permanent stabilirea unor conexiuni cu o serie de alte discipline ce s-au studiat pe parcursul anilor anteriori de studiu, conform planurilor de învăţământ. Aceste discipline sunt: geologie generală, geomorfologie, geografia solurilor, geologia României, geografie fizică, meteorologie şi climatologie, geografia solurilor.

Materiale necesare pentru activităţile tutoriale

La prima activitate tutorială programată conform orarului vă sunt necesare câteva materiale: creion, radieră, o cutie de creioane colorate, o foaie milimetrică A4.

Teme de control

La finalul materialului de studiu veţi găsi instrucţiunile de realizare ale celor 2 teme de control:

1. realizarea unei hărţi geologice în formaţiuni orizontale după datele indicate, având ca bază materialul topografic anexat;
2. realizarea unei secţiuni geologice după una din direcţiile indicate pe harta topografică, după realizarea hărţii geologice.

Temele de control vor fi trimise prin email, pe platforma electronică sau prezentate în ziua programată pentru colocviu.

Evaluare

Nota finală se compune din:

1. nota obţinută în urma evaluării finale la colocviul pregătit având ca bază materialul actual de studiu sau orice alte resurse bibliografice propuse la finalul manualului:
   Pondere la nota finală – 60%
2. nota obţinută pentru cele două teme de control:
   Pondere la nota finală – 40%

Semnificaţia pictogramelor folosite în materialul de studiu

Introducere	Obiectivele UI definite prin competenţe specifice	Durata medie de studiu individual
Conţinutul UI	Definiţii	Exemple
Test de autoevaluare	Miniglosar	Bibliografie
Să ne reamintim	Rezumat	Evaluare

Cuprins

Introducere 6
UI. 1 Cronologie şi evenimente cuaternare 7
1.1. Introducere 7
1.2. Competenţele unităţii de învăţare 7
1.3. Repere stratigrafice 7
1.4. Limitele perioadei cuaternare 11
1.5. Evenimente cuaternare 13
Rezumat 15
Test de autoevaluare 16
Miniglosar **17**
UI. 2 Metodologia de cercetare 18
2.1. Introducere 18
2.2. Competenţele unităţii de învăţare 18
2.3. Metodologia clasică de cercetare 18
2.4. Metode specifice Cuaternarului 26
Rezumat 34
Test de autoevaluare 35
Miniglosar 35
UI. 3 Variaţii climatice în Cuaternar 37
3.1. Introducere 37
3.2. Competenţele unităţii de învăţare 38
3.3. Cauze astronomice 38
3.4. Cauze terestre 41
Rezumat 44
Test de autoevaluare 44
Miniglosar 45
UI. 4 Modificări cuaternare ale crustei terestre 46
4.1. Introducere 46
4.2. Competenţele unităţii de învăţare 46
4.3. Cauze interne 46
4.4. Cauze externe 48
Rezumat 51
Test de autoevaluare 51
Miniglosar 52
UI. 5 Modificări ale hidrosferei în Cuaternar 54
5.1. Introducere 54
5.2. Competenţele unităţii de învăţare 54
5.3. Modificări ale Oceanului Planetar 54
5.4. Modificări ale apelor continentale 58
Rezumat 61
Test de autoevaluare 62
Miniglosar 62
UI. 6 Depozite cuaternare 64
6.1. Introducere 64
6.2. Competenţele unităţii de învăţare 64
6.3. Depozite de loess şi roci loessoide 64
6.4. Depozite carbonatice 72
6.5. Depozite de turbă 72
Rezumat 73
Test de autoevaluare 73
Miniglosar 73
UI.7 Paleogeografia României în Cuaternar 75
7.1. Introducere 75
7.2. Competenţele unităţii de învăţare 75
7.3. Limita Pliocen - Cuaternar în România 75

7.4. Mişcări crustale pe teritoriul României 76
7.5. Activitatea vulcanică 77
7.6. Depozite cuaternare 79
7.7. Evoluţia reliefului 88
7.8. Evoluţia reţelei hidrografice 90
7.9. Evoluţia Mării Negre 91
Rezumat 93
Test de autoevaluare 93
Miniglosar 95
UI. 8 Fenomenul glaciar 97
8.1. Introducere 97
8.2. Competenţele unităţii de învăţare 97
8.3. Gheaţă şi gheţari 98
8.4. Părţile componente ale unui gheţar 98
8.5. Clasificarea gheţarilor 101
8.6. Eroziunea glaciară 105
8.7. Depozite periglaciare şi permafrost 114
8.8. Glaciaţia cuaternară 117
Rezumat 121
Test de autoevaluare 121
Miniglosar 122
UI. 9 Răspândirea depozitelor cuaternare 123
9.1. Introducere 123
9.2. Competenţele unităţii de învăţare 123
9.3. Distribuţia depozitelor cuaternare 123
9.4. Cuaternarul din Europa 125
9.5. Cuaternarul pe celelalte continente 131
Rezumat 136
Test de autoevaluare 137
Miniglosar 137
Teste finale 139
Bibliografie selectivă 143
Răspunsuri la teste 142
Temă de control 145

INTRODUCERE

Cuaternarul este intervalul de timp caracterizat prin mari schimbări la scară globală, schimbări determinate de o serie de cauze ce au avut implicaţii importante asupra evoluţiei reliefului, florei, faunei şi mai ales a speciei umane. Denumirea de *Cuaternar* (Q) a fost introdusă în 1846 de H.B. Geinitz, însă semnificaţia stratigrafică a acestei denumiri fost stabilită în 1830 de către Marcel de Serres. Acesta a considerat Cuaternarul ca echivalent al termenilor de *Diluvium* şi *Alluvium* propuşi de reverendul W. Buckland, în 1822, pentru pietrişurile „Potopului" (Diluvium), acoperite de mâluri şi turbă (Alluvium).

Cuaternarul corespunde unui interval scurt de timp geologic, respectiv ultimii 1,8 – 2 Ma (milioane de ani) din istoria Pământului; în scările geocronologice mai vechi a fost considerat ca eră; dar nici durata sa, comparabilă cu cea a etajelor erei terţiare, şi nici caracterele proprii nu sunt suficiente pentru a fi considerat astfel. În ultimile lucrări de stratigrafie semnate de Haq et al. (1998), Remane et al. (2000) şi Filipescu (2002) Cuaternarul este considerat un termen neconvenţional folosit vreme îndelungată pentru epocile Pleistocen şi Holocen. Acest interval de timp din istoria geologică a Pământului prezintă câteva caractere principale:

- din punct de vedere **geologic**, existenţa marilor glaciaţii datorate variaţiilor climatice rapide. Aceste glaciaţii ce au debutat încă din Pliocen, au fost însoţite de un „joc” al regresiunilor şi transgresiunilor marine şi de cicluri de eroziune continentală;
- din punct de vedere **paleontologic**, apariţia Hominidelor (omului) sau evoluţia ascendenţilor direcţi, Prehominidele. Astăzi ştim că primele hominide (Australopitecii) au fost semnalate încă din Pliocenul mediu (4 Ma). Fauna cuaternară este caracterizată prin asociaţia genurilor *Bos, Camelus, Elephas, Equus, Rinoceros* ale căror perioade de apariţie sunt bine stabilite datorită complementarităţii datelor biostratigrafice, paleomagnetice şi radiometrice.

Unitatea de învăţare 1
CRONOLOGIE ŞI EVENIMENTE CUATERNARE

Cuprins

1.1. Introducere
1.2. Competenţele unităţii de învăţare
1.3. Repere stratigrafice
1.4. Limitele perioadei cuaternare
1.5. Evenimente cuaternare
Rezumat
Test de autoevaluare
Miniglosar

1.1. Introducere

Cuaternarul a fost timpul unor mari schimbări la nivel global desfăşurate în ultimele 1,8 – 2 milioane de ani din evoluţia geologică a Pământului. Din punct de vedere geocronologic, Cuaternarul reprezintă ultima perioadă a erei cainozoice caracterizată prin modificări climatice rapide ce au generat principalele evenimente: glaciaţiile, transgresiunile şi regresiunile marine, precum şi succesiunea faunelor de mamifere.

1.2. Competenţele unităţii de învăţare

La finalul parcurgerii acestei unităţi de învăţare, studentul va fi capabil să: explice evoluţia în timp a termenilor cronostratigrafici propuşi pentru ultima perioadă a Cainozoicului; precizeze argumentele de ordin geofizic, climatic, paleontologic, litologic şi paleogeografic ce au condus la definirea limitelor perioadei cuaternare; descrie principalele evenimente derulate în Cuaternar.

Durata de parcurgere a unităţii de învăţare este de 2 ore.

1.3. Repere stratigrafice

Noţiunea de "eră cuaternară", de fapt o *epocă* cu o durată extrem de scurtă (1,8 – 2 Ma) comparativ cu vârsta Pământului (4600 Ma), este strâns legată de *aventura umană şi de marile glaciaţii.*

Pentru a înţelege mai bine poziţionarea ca timp a Cuaternarului pe scările geocronologice se cuvine să facem câteva precizări. Cea mai recentă *eră* este numită Cainozoic (sinonim cu Cenozoic, Neozoic, care înseamnă *viaţă recentă*) şi este divizată în două perioade: Terţiar şi Cuaternar (Fig. 1). Împreună reprezintă ultimii 65 Ma din evoluţia Terrei. Utilizarea acestor doi termeni în sens geologic datează din 1760, când geologul italian Giovanni Arduino a realizat o schemă a timpului geologic folosind termenii a patru

faze evolutive principale – primar, secundar, terţiar şi cuaternar. Această terminologie a fost ulterior utilizată şi de către Desnoyers, în 1829, în studiul depozitelor marine terţiare şi cuaternare din bazinul Parisului. Ca urmare a dezvoltării cunoştinţelor geologice în secolul al XIX-lea, schema iniţială a fost modificată. Dacă termenii "primar" şi "secundar" au fost eliminaţi, în schimb termenii "terţiar" şi "cuaternar" au supravieţuit ca nume ale celor mai recente perioade geologice.

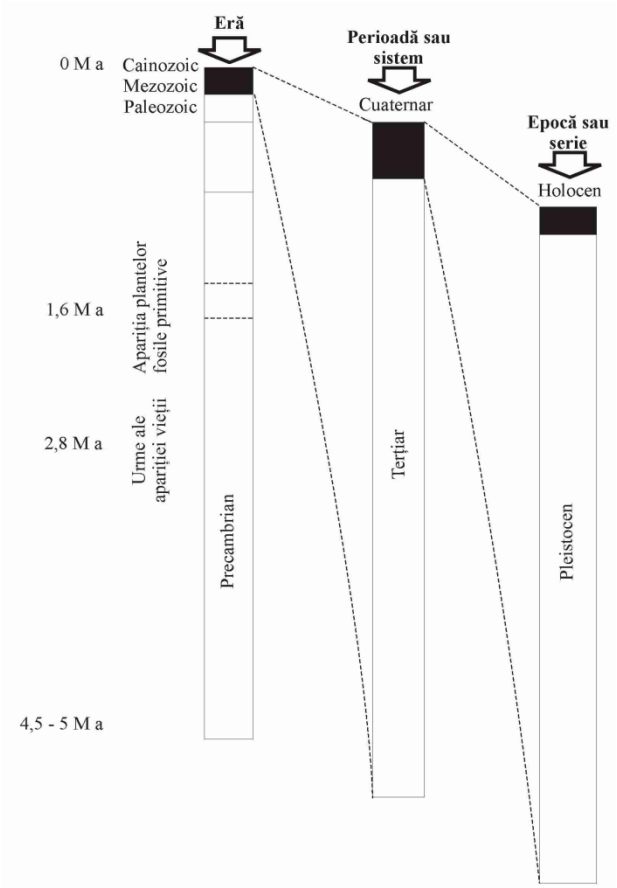


Fig. 1 Cuaternarul şi subdiviziunile sale în relaţie cu scara timpului geologic (Anderson et al., 2007). Abrevierea Ma este pentru milioane de ani. Valorile se înmulţescu cu 1000.

Aceste perioade sunt la rândul lor divizate la rândul lor în *serii* sau *epoci* diferite, cum ar de exemplu Pliocenul ca serie finală a Terţiarului. Subdiviziunile standard ale erei cainozoice (cenozoice) sunt redate sumar în tabelul 1.

Din 1895, la Congresul Geologic Internaţional de la Berlin, perioada cuaternară a fost divizată în epocile Pleistocen şi Holocen.

Au mai fost şi alte încercări de subdivizare ale Cuaternarului. Astfel la Congresul Geologic Internaţional de la Lausanne (1899), Cuaternarul a fost împărţit în Preglaciar, Glaciar şi Postglaciar, admiţându-se ca limită inferioară a Cuaternarului începutul manifestării glaciaţiei.

Pentru Pleistocen s-au mai folosit şi alţi termeni: *Diluvium* (regim pluvial intens în Africa etc), *Glaciar* (epoca marilor glaciaţii). Pentru Holocen s-au mai utilizat denumirile: *Alluvium* (mâluri şi turbării ce se dispun peste pietrişurile diluviale), *Postglaciar* (timpul posterior glaciaţiei), *Recent, Epipleistocen* sau *Flandrian* (termen folosit de geologii britanici).

Tab. 1 Subdiviziunile cronostratigrafice standard ale Cainozoicului arătând relaţiile dintre ere, perioade şi serii. Unii cercetători consideră Cuaternarul ca o *suberă* în cadrul perioadei neogene, pe când alţii plasează începutul lui la 2,6 Ma.

În Germania s-a introdus pentru prima parte a Cuaternarului dinaintea manifestării glaciaţiei termenul de *Cenocen.* Prin urmare Cuaternarul ar cuprinde: *Cenocen, Pleistocen* şi *Holocen.*

Seriile Pleistocen (*pleistos* – cel mai, *kainos* – *recent,* grec.) şi Holocen (*halos* – total, grec.) constituie împreună perioada cuaternară, ceea ce înseamnă doar 0,04% din cele 4 600 milioane de ani de la formarea Pământului. Dacă printr-o simplă analogie temporală am considera istoria geologică a Pământului reprezentată de o singură zi, atunci Cuaternarul ar fi echivalentul ultimei jumătăţi de minut din această zi. Cu toate acestea, în timpul atât de scurt al perioadei în discuţie au avut loc schimbări climatice şi mediale cu influenţe majore asupra lumii în care trăim, respectiv atât asupra reliefului cât şi asupra evoluţiei şi distribuţiei organismelor. Majoritatea timpului cuaternar s-a consumat în Pleistocen; o secvenţă a timpului geologic foarte recent care se întinde pe ultimii 11 500 de ani până în prezent a fost separată ca *serie (epocă),* numită Holocen, caracterizată prin dezvoltarea agriculturii şi civilizaţiei.

Conform ultimelor cercetări în domeniu Cuaternarul grupează două epoci (serii) care încheie ultima perioadă din evoluţia geologică a Pământului din era cainozoică. Aceste epoci (serii) sunt (tab. 2):

- **Pleistocenul** care reprezintă Cuaternarul inferior, respectiv intervalul de timp de dinaintea (*Anteglaciar* sinonim cu *Paleopleistocen*) şi din momentul manifestării glaciaţiei (*Glaciar* sinonim cu *Neopleistocen*);
- **Holocenul** care desemnează Cuaternarul superior (Recent) şi respectiv timpul din evoluţia geologică a Pământului ce a urmat după marea glaciaţie (*Postglaciar*).

Eră	**Perioadă**	**Serie**		**Evenimente orogenice**
CAINOZOIC	Cuaternar	Holocen (Postglaciar, Recent)		11 500 ani
		Pleistocen	Neopleistocen (Glaciar)	Pasadenian Valah
			Paleopleistocen (Anteglaciar)	1,8 Ma
	Terţiar	Pliocen		

Tab. 2 Subdiviziunile cronostratigrafice ale Cuaternarului.

Conform scării arheologice a timpului preistoric, Pleistocenul ar corespunde epocii paleolitice (epoca pietrei cioplite, care este epoca celei mai vechi industrii umane cunoscute), iar Holocenul ar corespunde civilizaţiilor mesolitice, neolitice, a cuprului, bronzului şi fierului până în momentul actual. Fiecare epocă este împărţită în câteva diviziuni cronostratigrafice având drept criterii de separare fazele glaciare şi interglaciare, transgresiunile şi regresiunile marine etc.

Este dificilă trasarea limitelor dintre cele două unităţi geocronologice amintite mai sus deoarece ele reprezintă mai degrabă unităţi reieşite din necesităţi terminologice şi clasificatorii. Acest fapt a condus la dispute între cercetători cu privire la modalitatea de subdivizare a Cainozoicului. Recent Comisia Internaţională de Stratigrafie (CIS) a stabilit utilizarea termenilor *Paleogen* şi *Neogen* pentru a distinge Cainozoicul inferior (respectiv 22,5 Ma) de Cainozoicul superior extins până în prezent. S-a dezbătut totodată statutul formal al Cuaternarului în scara timpului geologic datorită propunerii CIS de a redefini Cuaternarul ca *suberă* în cadrul perioadei neogene; unii cercetători au susţinut abandonarea termenului Cuaternar în favoarea termenului *Neogen superior*, argumentând că perioada cuaternară nu reprezintă altceva decât o intensificare a modificărilor climatice asociate cu începutul Neogenului superior.

Datorită faptului că tranziţia climatică între Pleistocen şi Holocen nu este diferită de tranziţiile climatice dintre diferitele glaciaţii şi interglaciaţii precedente, alţi cercetători consideră

mai degrabă Holocenul ca cea mai recentă etapă a Pleistocenului decât ca *serie* separată. Alte argumente împotriva reţinerii termenului Holocen ca serie sunt acelea că Pleistocenul este încă în derulare şi că Holocenul este prea scurt ca timp pentru a merita statutul de serie sau epocă. Cu toate acestea cei trei termeni, respectiv Pleistocen, Holocen şi Cuaternar, sunt utilizaţi în continuare, în mod convenţional.

Indiferent ce alţi termeni s-ar folosi este clar că schimbările de mediu au fost nenumărate la nivelul scării timpului, schimbări ce includ fluctuaţii minore în cadrul unor perioade cu durate scurte de ordinul a câtorva ani sau zeci de ani la perioade geologice majore cu durate de multe milioane de ani. Schimbările pe termen scurt includ o serie de evenimente precum perioada de încălzire ce a avut loc în primele decenii ale secolului al XX-lea. Schimbări cu durate de sute de ani sunt caracteristice Holocenului şi cuprind faze de avansare şi retragere glaciară. Pleistocenul a constat dintr-un grup de evenimente glaciare şi interglaciare (acestea din urmă întinse pe 10 000 – 100 000 ani) care s-au desfăşurat în ultimile aproape 2 milioane de ani.

1.4. Limitele perioadei cuaternare

O perioadă geologică este sepată prin două limite de celelalte perioade: una inferioară care o delimitează de perioada anterioară şi o limită superioară care marchează începutul unei noi perioade. În cazul Cuaternarului, limita inferioară este cea care separă Pleistocenul de Pliocen (1,8-2 Ma B.P.), iar limita superioară este plasată în prezent. Delimitarea Pleistocenului de Holocen printr-o serie de argumente de ordin paleogeografic importante pentru evoluţia actuală a omenirii a impus prezentarea limitei Pleistocen – Holocen.

1.4.1. Limita Pliocen - Pleistocen

Limita inferioară a Cuaternarului a fost stabilită la o serie de congrese internaţionale la baza sedimentelor marine calabriene din Italia şi a corespondentelor lor, adică la circa 1,8-2 Ma B.P. (*before present* = înainte de prezent). Convenţional, această limită ar corespunde continuării răcirii climatice ce a debutat în Pliocen, răcire premergătoare marilor glaciaţii.

Limita în discuţie corespunde evenimentului Olduvai, scurt episod de polaritate magnetică normală din cursul unei lungi perioade de polaritate (cron magnetic) inversă (numită Matuyama) care se întinde de la 2,5 la 0,7 Ma (perioada Brunhes de polaritate normală din momentul actual a urmat evenimentului Olduvai). Această întrerupere, care separă de asemenea Villafranchianul inferior de Villafranchianul superior, se justifică prin numeroase fapte dintre care menţionăm: modificarea faunelor continentale ale mamiferelor, răcirea substanţială a Mediteranei, transgresiunea calabriană (tab. 3).

Vârsta		Stratigrafie magnetică	Etaje mediteraneene	Etaje nordice	Secvențe climatice şi glaciații
HOLOCEN				Dunkerquian	ACTUAL SUB-ATLANTIC SUB-BOREAL ATLANTIC (optim climatic) BOREAL
			Verselian	Flandrian	
	11 500 ani				
PLEISTOCEN					WÜRM 1 LA 4
					VISTULA
			Regresia grimaldiană -100 m	Weischelian	WISCONSIN ce cuprinde 3 interstadii
		BRUHNES (normală)			
	100 000 ani		Tirenian II =Eemian =Normandian	Eemian	
					RISS - WÜRM
				Saalian	RISS - SAALE - ILLINOIS
			Tirenian I=marea Holsteiniană (faună caldă)	Holsteinian	MINDEL - RISS
				Elsterian	MINDEL - ELSTER - KANSAS şi interstadiile
	0,5 Ma			Cromerian	GÜNZ - MINDEL
	0,7				GÜNZ şi interstadiile
	Jaramillo 1 Ma		Sicilian (faună rece)		
	Gilsa 1,6	MATUYAMA (inversă)		Tiglian	DONAU - GÜNZ
			Calabrian (faună rece)		
				Pretiglian	DONAU ?
	Olduvai 1,8 Ma				
PLIOCEN	2,5				
	Kaena 3 Ma	GAUSS (normală)	Plaisancian	Reuverian	BIBER ?
	Mammouth 3,3				
	4 Ma	GILBERT (inversă)	Tablanian	Brunssumian	
	5,3 Ma				
	MIOCEN	Perioada normală	Messinian		

Tab. 3 Corelaţii magnetice, cronostratigrafice şi glaciare la nivelul Cuaternarului (Pomerol et al., 2002).

1.4.2. Limita Pleistocen - Holocen

Intervalul de timp ce a urmat evenimentelor postglaciare nu reprezintă decât 11 500 ani, dar care sunt marcaţi de influenţa progresivă a omului.

Limita Pleistocen-Holocen trebuie motivată prin argumente paleogeografice, care iau în considerare modificările importante de la sfârşitul Pleistocenului:

- schimbări climatice care au provocat topirea (reducerea) generală a gheţarilor;
- mari migraţii ale vegetaţiei şi faunei;

- schimbări ale nivelului Oceanului Planetar şi în reţeaua hidrografică de pe uscat.

Aceste schimbări nu au fost radicale şi nu s-au produs brusc, ci au avut o perioadă îndelungată de evoluţie, unele continuând până în Actual.

Exemple. Dintre acestea menţionăm: calotele glaciare în ambele emisfere, gheţarii locali în regiunile montane, îngheţul peren, formaţiunea de tundră etc.

Din analiza sedimentelor marine rezultă că nivelul Oceanului Planetar ar fi început să crească cu circa 16 000 ani B.P., creştere care s-a încheiat cu circa 7 000 ani B.P. O schimbare evidentă în acumularea sedimentelor marine s-a produs cu circa 11 500 ani B.P. Acesta este motivul pentru care limita Pleistocen - Holocen s-a trasat în intervalul 11 000-12 000 ani faţă de prezent, odată cu începutul retragerii calotei glaciare din emisfera nordică.

Să ne reamintim

Cuaternarul reprezintă 1,8 – 2 milioane de ani din istoria geologică a Pământului, fiind ultima perioadă a erei cainozoice. Subdiviziunile cronostratigrafice standard ale acestei perioade sunt Pleistocenul şi Holocenul, subdiviziuni stabilite pe o serie de criterii geofizice, climatice, paleontologice, litologice şi paleogeografice.

1.5. Evenimente cuaternare

Principalele evenimente care s-au derulat în Cuaternar au fost: glaciaţiile, transgresiunile şi regresiunile marine, precum şi succesiunea faunelor marine.

1.5.1. Glaciaţiile

Galciaţiile arctice au debutat în Pliocen de-a lungul mai multor zeci de milioane de ani, urmând inlandsis-ului antarctic iniţiat la limita Eocen – Oligocen (35 Ma) şi ulterior dezvoltat începând cu Miocenul mediu (16 Ma). În Alpi se numără 6 glaciaţii care poartă numele de Biber pentru cea mai veche, apoi în ordinea alfabetică pe cel al Dunării (Donau) şi al câtorva dintre afluenţii săi, Günz, Mindel, Riss, Würm, pentru cele care i-au succedat. Doar ultimele două glaciaţii sunt cunoscute în Alpii francezi: Riss formează morene externe, cu un front la Lyon; Würm, cea mai tânără glaciaţie, formează morene interne.

Donau, Günz şi Mindel corespund Villafranchianului şi Pleistocenului inferior, interglaciarul Mindel – Riss, Riss şi interglaciarul Riss – Würm reprezentând Pleistocenul "mediu", iar Würmul, Pleistocenul superior.

Ultimele trei au fost descrise de asemenea în Europa de Nord (unde sunt cunoscute sub denumirile Elster, Saale şi Vistula), precum şi în America de Nord (echivalente cu fazele Kansas, Illinois şi Wisconsin). În realitate există un număr mai mare de oscilaţii

climatice (10 în cursul magnetozonei Brunhes) reperate prin variaţii isotopice ale oxigenului măsurate pe teste de foraminifere planctonice.

1.5.2. Transgresiunile şi regresiunile marine

Sunt strâns legate de glacioeustatism şi termoeustatism, dar depind şi de deformările neotectonice şi de reajustarea izostatică care care însoţeşte glaciaţiile, astfel încât corelarea dintre etajele mediteraneene şi cele nordice rămâne incertă.

Transgresiunile au generat o succesiune de formaţiuni de mări reci (Calabrian, în baza Cuaternarului, şi Sicilian), apoi calde (Tyrenian), în timp ce climatul regiunilor nordice a fost temperat sau rece. S-ar putea corela etajele marine şi glaciaţiile prin intermediul teraselor fluviatile, dar acestea din urmă sunt diacronice (evoluează în timp). Regresiunile marine au fost însoţite de cicluri de eroziune continentală.

1.5.3. Succesiunea faunelor de mamifere

Este afectată în acelaşi timp de evoluţia rapidă şi de efectele alternanţelor climatice. Grupele de animale mari au evoluat datorită existenţei unor suprafeţe întinse cu păduri şi savane (tab. 4).

Exemple

- Equidele (*Equus*), bovidele (*Bos, Bison*), elefantidele (*Ananchus, Archidiscodon, Deinotherium, Mammuthus, Palaeoloxodon*) şi cervidele (*Cervus, Megaloceros*) au apărut acum 3 Ma în Pliocenul superior (Villafranchian inferior).
- Finalul evoluţiei equidelor (cailor) din speciile *Hipparion* şi *Merrychippus*, care au apărut în Miocen, coincide cu limita Pliocen – Cuaternar.
- În Miocen şi Pliocen s-au diversificat faunele de elefanţi cu trompe lungi: *Deinotherium, Mastodont, Gomphotherium* (Miocen, 23,8 Ma); *Mammuthus* (Pliocen, 5,5-1,8 Ma). Dintre acestea speciile de *Mastodont* şi *Deinotherium* şi-au continuat evoluţia până în Pleistocen (Villafranchian superior).
- Caii apăruţi în Pliocenul superior au evoluat progresiv spre specia actuală *Equus caballus,* apărută în interglaciarul Mindel – Riss.
- Episoadelor interglaciare le-a corespuns o faună de climă caldă (numită faună "caldă") cu *Hippopotamus major, Elephas antiquus* şi *Rhinoceros mercki.*
- Episoadele glaciare s-au caracterizat printr-o faună "rece" de rinoceri lânoşi, *Elephas trogontheri, Equus stenonis,* iar ultimele două glaciaţii (Riss şi Würm), printr-o faună de reni, mamuţi şi mamifere de cavernă: urside (*Ursus spelaeus*), canide (*Hyaena spelaea),* felide (*Felis spelaeus)* etc.
- În paralel, s-au diversificat: speciile de rozătoare mici (a căror evoluţie a fost favorizată de vegetaţia ierboasă extinsă în timpul fiecărui episod interglaciar),

broaştele (ca urmare a diversităţii populaţiilor de insecte), şerpii veninoşi (datorită diversificării speciilor de animale mici) şi păsările cântătoare (datorită dezvoltării vegetaţiei pitice cu seminţe şi diversificării speciilor de insecte).

Vârsta		Mamifere	Activitatea umană		Hominide
HOLOCEN		Fauna actuală	FIER BRONZ CUPRU Neolitic Mezolitic	Vârsta metalelor	Neanthropii
		Vârsta renului, cerbului, rinocerului lânos	Magdalenian Solutrian	Paleolitic superior	*Homo sapiens sapiens*
	11 500 ani				primele manifestări ale artei
PLEISTOCEN		Reni-Boul muscat	Aurignacian Perigordian Musterian		Paleantropii
		Bovide, Cervide, Pantere Lupi, Cai, *Rinoceros mercki*	primele morminte primele aşezări	Paleolitic mediu	*Homo sapiens neanderthalensis*
	100 000 ani				
		Ursul de cavernă, Reni, Mamuţi Bovide,Cervide Lei, Pantere, Hiene *Equus caballus*	debitaj levalloisian Acheulean	Paleolitic inferior	Archanthropii Pitecanthropii Sinanthropii *Homo erectus*
		Hiene, Lupi, Lincşi, Vulpi, Urşi	debitaj clactonian		
	0,5 Ma	Rinocer lânos *Elephas trogontheri* *Equus stenonis* Epi -Villafranchian	descoperirea focului Abbevittian (Chellean) primele unelte prelucrate bifaciale		
	0,7	*Rhinoceros mercki* *Elephas antiquus* *Hippopotamus major*			
	Jaramillo 1 Ma Gilsa 1,6				
		Sfârşitul speciilor Mastodont şi Deinoterium Villafranchian superior			*Homo habilis*
		Elephas meridionalis *Mastodon arvernensis*			
	Olduvai 1,8 Ma				
PLIOCEN	2,5	Sfârşitul speciei *Hipparion*			
	Kaena 3 Ma	Villafranchian inferior			
	Mammouth 3,3	Apariţia Cabalinelor, Bovidelor Elefanţilor, Cervidelor	primele unelte tăiate		Australoantropii (Australopithecus)
	4 Ma	Ruscinian			
	5,3 Ma MIOCEN	Turolian - Pikermian			

Tab. 4 Evoluţia faunelor de mamifere, hominide şi a culturii materiale la nivelul Cuaternarului (Pomerol et al., 2002)

Rezumat

Ultima perioadă din evoluţia planetei noastre este denumită Cuaternar, termen propus pentru prima dată în secolul al XVIII-lea. Semnificaţia stratigrafică a acestei denumiri a fost stabilită în 1830 de către Marcel de Serres. Subdiviziunile cronostratigrafice standard ale Cuaternarului sunt Pleistocen şi Holocen. Majoritatea timpului cuaternar s-a

derulat în Pleistocen (între 1,8 Ma – 11 500 ani înainte de prezent), timp marcat de variaţii climatice care au generat ultima mare glaciaţie din istoria Pământului cu efecte deosebite asupra reliefului şi evoluţiei organismelor animale şi vegetale; ultima secvenţă a timpului geologic foarte recent este Holocenul, caracterizat prin dezvoltarea agriculturii şi civilizaţiei.

Test de autoevaluare

1. Cuaternarul este o perioadă a erei:
   a. Paleozoice;
   b. Mezozoice;
   c. Cainozoice.
2. Intervalul de timp atribuit Cuaternarului este:
   a. 1,8 – 2 Ma;
   b. 65 Ma;
   c. 22,5 Ma.
3. Termenul de Cuaternar a folosit pentru prima oară de către:
   a. Desnoyers, în 1829;
   b. Giovanni Arduino, în 1760;
   c. reverendul W. Buckland, în 1822.
4. Termenii sinonimi pentru Pleistocen sunt:
   a. Dilluvium;
   b. Glaciar;
   c. Postglaciar.
5. Termenii sinonimi pentru Holocen sunt:
   a. Alluvium; Postglaciar; Recent; Epipleistocen.
   b. Glaciar, Recent;
   c. Anteglaciar, Glaciar, Flandrian.
6. Principalele evenimente geologice care caracterizează Cuaternarul sunt:
   a. numai glaciaţiile;
   b. numai transgresiunile şi regresiunile marine, urmate de cicluri de eroziune continentală;
   c. glaciaţiile, transgresiunile şi regresiunile marine, urmate de cicluri de eroziune continentală.
7. Principalele evenimente paleontologice care caracterizează Cuaternarul sunt:
   a. evoluţia prehominidelor şi a hominidelor;
   b. fauna de mamifere mari;
   c. fauna de mamifere mici.
8. Din punct de vedere paleomagnetic limita inferioară a perioadei cuaternare corespunde:
   a. evenimentului Olduvai din cronul Matuyama;
   b. unui scurt episod de polaritate magnetică normală din cursul unei perioade mai lungi de polaritate inversă;
   c. unui scurt episod de polaritate magnetică inversă din cursul unei perioade mai lungi de polaritate normală.
9. Din punct de vedere litologic, debutul perioadei cuaternare este marcat de:
   a. formaţiuni de mare rece (Calabrian, Sicilian);
   b. formaţiuni de mare caldă (Tirenian).
10. Limita Pleistocen – Holocen a fost stabilită în baza unor argumente precum:
   a. modificarea faunelor continentale ale mamiferelor, răcirea substanţială a Mediteranei, transgresiunea calabriană;

b. topirea (reducerea) generală a gheţarilor, mari migraţii ale vegetaţiei şi faunei, schimbări ale nivelului Oceanului Planetar şi în reţeaua hidrografică de pe uscat.

Miniglosar

- **diacronie,** evoluţia în timp a unui fenomen;
- **epocă,** subdiviziune în ierarhia unităţilor geocronologice între perioadă şi vârstă, al cărei corespondent cronostratigrafic este seria;
- **eră,** diviziune majoră în ierarhia unităţilor geocronologice, urmând eonului şi subdivizată în perioade; corespondentul cronostratigrafic al erei este erathemul;
- **eustatism, mişcări eustatice,** variaţia globală a nivelului mării măsurat în raport cu centrul Pământului şi datorată fie modificărilor în volumul de apă (glacioeustatism), fie în morfologia (volumul) bazinului (eustatism geoidal, tectonic); mişcările eustatice pot fi pozitive şi negative şi se apreciază în unităţi metrice;
- **magnetozonă,** unitate stratigrafică separată pe baza caracteristicilor magnetice ale rocilor;
- **transgresiune,** fenomen paleogeografic care constă în avansarea liniei de ţărm spre uscat, având drept urmare creşterea suprafeţei mării;
- **izostazie,** teorie denumită astfel de Dutton în 1889, conform căreia, blocurile continentale, predominant sialice, care vin în contact cu masa mai vâscoasă de natură simatică, plutesc într-un echilibru care se realizează continuu prin afundare sau ridicare, după cum blocul continental se îngreunează sau se uşurează.

Bibliografie minimală

Anastasiu N., Mutihac V., Grigorescu D., Popescu G. (2007) – *Dicţionar de geologie.* Ed. Didactică şi Pedagogică, R.A., 320 p., Bucureşti.

Anderson D. E., Goudie A. S., Parker A. (2007) – *Global Environments through the Quaternary. Exploring Environmental Change.* Oxford University Press, 358 p.

Filipescu S. (2002) – *Stratigrafie.* Presa Universitară Clujeană, Cluj Napoca.

Tătărîm Niţa (1984) – *Geologie stratigrafică şi paleogeografie. Mezozoic şi Cainozoic*. Ed. Tehnică, 494 p., Bucureşti.

Unitatea de învăţare 2
METODOLOGIA DE CERCETARE A CUATERNARULUI

Cuprins

2.1. Introducere
2.2. Competenţele unităţii de învăţare
2.3. Metodologia clasică de cercetare
2.4. Metode specifice Cuaternarului
Rezumat
Test de autoevaluare
Miniglosar

2.1. Introducere

Metodologia de cercetare a Cuaternarului este identică în cea mai mare parte cu cea folosită pentru studiul tuturor erelor şi perioadelor geologice. La metodele clasice de studiu se adaugă însă o serie de alte metode, specifice, impuse de particularităţile perioadei cuaternare.

2.2. Competenţele unităţii de învăţare

La finalul parcurgerii acestei unităţi de învăţare, studentul va fi capabil să explice şi să descrie diferite metode utilizate pentru cercetarea perioadei cuaternare sub aspecte diverse; să precizeze care sunt cele mai potrivite metode folosite pentru datarea relativă şi absolută a depozitelor cuaternare şi pentru reconstrucţii paleomediale tipice Cuaternarului.

Durata de parcurgere a unităţii de învăţare este de 4 ore.

2.3. Metodologia clasică de cercetare

Ca orice altă perioadă geologică, cercetarea Cuaternarul, cu toate evenimentele şi efectele lor directe asupra diverselor paleomedii (caracteristici fizice şi chimice, litogeneză, evoluţia organismelor, etc) se face prin intermediul mai multor metode.

2.3.1. Metoda paleontologică constă în studiul resturilor fosile de floră şi faună, studiu care se bazează pe evoluţia ireversibilă a biosferei, astfel încât se pot reconstitui condiţiile paleomediale la scară locală şi regională. Această metodă studiază asociaţiile faunistice care sunt sensibile la parametrii de mediu (temperatură, salinitate); asociaţiile identificate servesc la determinarea vârstelor relative a diferitelor formaţiuni geologice care le conţin şi la conturarea evoluţiei paleogeografice a unei regiuni.

Exemplu. Asociaţia de foraminifere constituită din speciile *Agathammina austroalpina* şi *Trochammina alpina* (Fig. 2) descoperită în calcarele ce aflorează pe pârâul

Izvorul Malului din Sinclinalul Rarău atestă vârsta carniană (Triasic superior). Calcarele algale ce aflorează pe pârâul Tătarca - Breaza (jud.Suceava) sunt atribuite intervalului Anisian – Ladinian în baza asociaţiilor algale cu *Oligoporella pilosa* (Fig. 3). Ambele asociaţii menţionate atestă prezenţa unei mări calde la nivelul Triasicului, în perimetrul actualului Sinclinal al Rarăului.

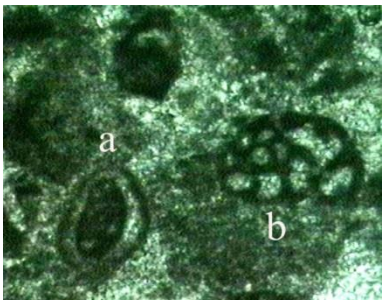


Fig.2. *Agathammina austroalpina* (a), *Trochammina alpina* (b), imagini microscopice (foto D.A.&L.G. Popescu).

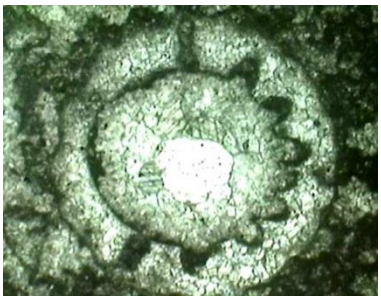


Fig.3. *Oligoporella pilosa* în calcarele algale ce apar pe p. Tătarca – Breaza. Imagine microscopică (foto D.A.&L.G. Popescu).

Dintre cele mai cunoscute şi cu rezultatele cele mai concludente sunt metodele: *micropaleontologică şi sporopolinică*. Avantajul lor constă în faptul că organismele ce se conservă au dimensiuni submilimetrice, probabilitatea păstrării lor în timp fiind mai mare.

Exemplu. Probele de sedimente formate din nisip şi argilă spălate şi uscate nisip pot conţine astfel de organisme (microfosile Fig. 4-5, spori, polen) ce se studiază ulterior la microscop sau lupă binoculară.

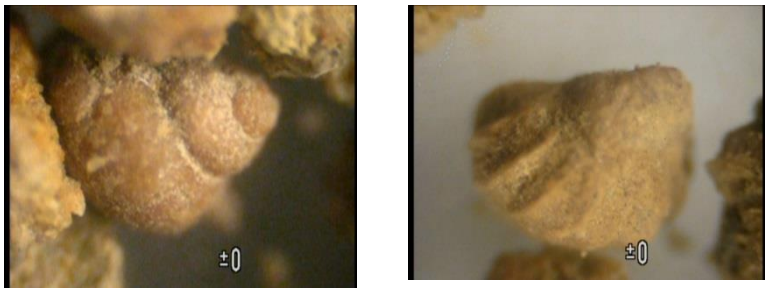


Fig. 4 Microgastropode din probele de sedimentele actuale (nisip grosier) transportate de pârâul Ibăneasa şi depozitate pe malul Lacului Dragalina (Botoşani) (foto D.A.&L.G. Popescu).

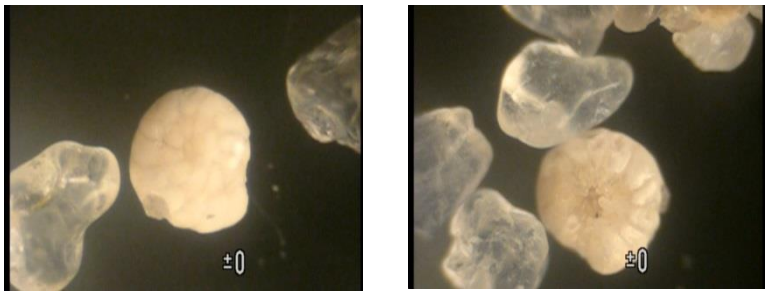


Fig. 5 Microforaminifere din nisipul cuarţos de la Miorcani (Botoşani) (foto D.A.&L.G. Popescu).

2.3.2. Metoda litofacială constă în studiul faciesurilor litologice, a caracteristicilor mineralogice şi petrografice pentru diferite formaţiuni. Din acest punct de vedere sunt

necesare analize micropscopice pe secţiuni subţiri (Fig. 6), analize pentru minerale grele, analize granulometrice şi morfoscopice. În diferite depozite – roci detritice consolidate (conglomerate, gresii), nisipuri, aluviuni recente (Fig. 7) sau soluri – mineralele grele formează asociaţii caracteristice, care permit, aproape întotdeauna, stabilirea ariilor sursă, servind deci ca minerale de corelaţie.

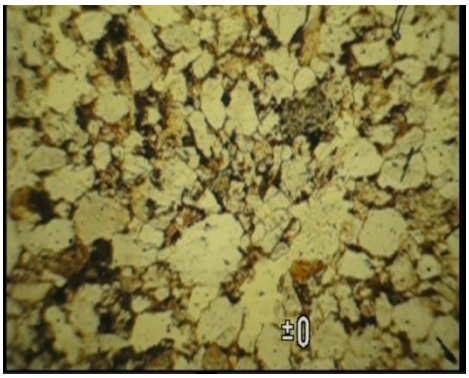
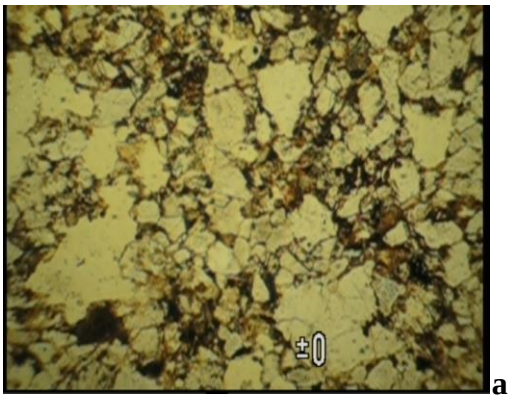


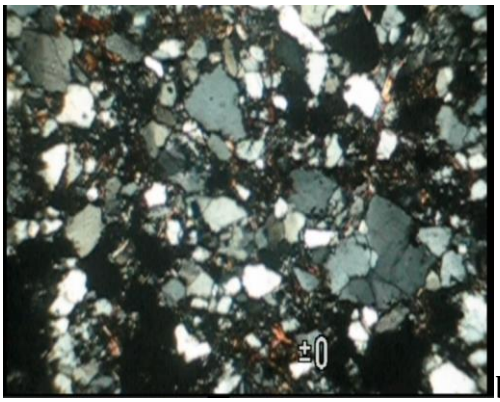
Fig. 6 Gresie cuarţoasă, imagine microscopică în lumină naturală (foto D.A.&L.G. Popescu).

Fig. 7 Nisip din aluviunile pârâului Ibăneasa. Nisip cu sortare moderată, format din granule de cuarţ transparent, cuarţ cloritos, gresie cuarţoasă, granule opace (foto D.A.&L.G. Popescu).

Exemplu. O anumită asociaţie de minerale grele (zircon, turmalină, rutil) poate constitui, în lipsa feldspaţilor, un indice de maturitate al gresiilor care le conţin (Fig. 8). Determinarea conţinutului de minerale grele dintr-un depozit sau o succesiune de depozite permite stabilirea de zone mineralogice, comparabile ca semnificaţie cu zonele fosilifere din acestea. De aici rezultă importanţa pe care o are realizarea unui studiu complex al acestor minerale pentru stratigrafie, petrografie sedimentară, paleogeografie, dar şi pentru sedimentologie, oceanografie, tectonică şi metalogeneză.



a



b

Fig. 8 Imaginile microscopice ale unei gresii mature mineralogic, constituită din granule angulare de cuarţ de culoare albă în lumină naturală (a) şi cu nuanţe de cenuşiu în lumină polarizată(b) (foto D.A.&L.G. Popescu).

2.3.3. Metoda analizei izotopilor oxigenului este utilă pentru determinarea temperaturii mediului în care s-au format unele minerale sau au trăit diferite organisme. S-a

putut determina îndeosebi temperatura apelor marine din cele mai diverse perioade cu o exactitate de sutimi de grad. Metoda se bazează pe faptul că proporţia izotopilor de oxigen din apa mării depinde de temperatură. Izotopii studiaţi sunt ^{17}O şi ^{18}O care sunt raportaţi la izotopul ^{16}O luat ca bază de comparaţie.

Datele geochimice se bazează în principal pe analiza variaţiilor raportului $^{18}O/^{16}O$ în rocile carbonatice, raport care poate fi considerat un paleotermometru. În apa mării, izotopul stabil 18 de oxigen este aproape de 500 de ori mai mic decât izotopul 16. De fapt, variaţiile acestui raport sunt atât de mici încât se exprimă compoziţia izotopică ca variaţie relativă a raportului $^{18}O/^{16}O$ în eşantion în raport cu un standard (care poate fi apa mării medie actuală pentru măsurători asupra apelor şi carbonatul dintr-un rostrum de belemnit numit PDB1 ,prescurtarea de la genul *Belemnitella* (Fig. 9) din Formaţiunea Pee Dee din Carolina, Statele Unite, pentru cele ale rocilor) după formula:

$$\delta^{18}O = [((^{18}O/^{16}O)_{eşantion} / (^{18}O/^{16}O)_{standard}) - 1] \times 1000$$

Fig. 9 Belemniţi prinşi în marnă.

Când carbonatul precipită sau când un organism fabrică cochilia sa, se produce o fracţionare izotopică (formându-se unul din cei doi izotopi), care depinde de temperatură. Relaţia dintre temperatură şi izotopul $\delta^{18}O$ este:

$$T^{o}C = 16{,}9 - 4\,(\delta^{18}O_{carb} - \delta^{18}O_{w})$$

$\delta^{18}O_{carb}$: compoziţia izotopică a carbonatului;

$\delta^{18}O_{w}$: compoziţia izotopică a CO_2 în echilibru cu apa unde a avut loc precipitarea carbonatului.

Se constată deci că (sub rezerva că raportul izotopic al apei n-a variat) *o diminuare a raportului izotopic al carbonatului ($\delta^{18}O_{carb}$) corespunde unei reîncălziri, în timp ce creşterea aceluiaşi raport corespunde unei răciri a temperaturii.*

Totuşi, această relaţie a paleotemperaturii nu este univocă, deoarece intervine raportul izotopic al apei mării ($\delta^{18}O_w$). Actualmente acest raport este aproape zero, dar în cursul perioadelor geologice s-ar fi putut schimba. Principalul fenomenul susceptibil de a-l face să varieze este *efectul glaciar*.

Cu toate acestea, variaţiile izotopului $\delta^{18}O$ (măsurat pe teste de foraminifere planctonice) aduc precizări asupra climatelor cuaternare punând în evidenţă existenţa numeroaselor fluctuaţii climatice în decursul perioadei magnetice Brunhes (700 000 ani) când au avut loc ultimile trei glaciaţii, Mindel, Riss şi Würm.

2.3.4. Metodele bazate pe dezintegrarea radioactivă au la bază viteza constantă a dezintegrării, în sensul că reducerea la jumătate a cantităţii de elemente radioactive se realizează în aceeaşi perioadă de timp, indiferent de cantitatea iniţială şi de condiţiile de mediu.

Ce înseamnă pe scurt dezintegrare radioactivă? Considerăm un element natural radioactiv P (izotopul radioactiv al unui element) conţinut într-un mineral în momentul cristalizării sale. Acest element se dezintegrează progresiv într-un element F (element radiogenic sau element *fiu*, P fiind elementul *tată*) cu atât mai abundent cu cât s-a scurs mai mult timp de la cristalizarea iniţială (timpul zero corespunzând separării sistemului de cristalizare).

Fiecare element radioactiv este caracterizat prin:

- *perioada sa T* (timpul în care jumătate din elementul *tată* s-a dezintegrat) sau
- *constanta sa de dezintegrare* λ, care este coeficientul de proporţionalitate a dezintegrării (adică de descreştere a elementului) în funcţie de timp.

Dezintegrarea radioactivă, fenomen ireversibil, urmăreşte o lege exprimată prin ecuaţia următoare:

$dP/dt = -\lambda P$ (cantitatea de atomi P dezintegraţi în timp este proporţională cu numărul de atomi P prezenţi în rocă).

Izotopii radioactivi ai unor elemente precum **uraniu, thoriu, actiniu, samariu, potasiu, argon, carbon, beriliu, rubidiu** etc. sunt componenţi comuni în diferite tipuri de roci şi de sedimente care aflorează în natură.

Procesele de dezintegrare radioactivă naturală sunt independente de condiţiile de temperatură şi presiune ale mediului ambiant. Aceste procese se desfăşoară cu o viteză proprie, constantă, pentru fiecare izotop radioactiv.

Viteza de dezintegrare se apreciază după **timpul de înjumătăţire** care reprezintă timpul în care, prin procese radioactive, cantitatea iniţială a izotopului respectiv se reduce la jumătate, prin trecerea lui într-un izotop sau mai mulţi izotopi stabili, secundari.

Prin dezintegrare rezultă elemente stabile în proporţie strict definită, determinând raportul dintre elementul radioactiv şi elementul stabil rezultat. Astfel se poate stabili de când durează dezintegrarea şi deci de când s-a format roca (în special rocile magmatice).

Rata de dezintegrare radioactivă variază semnificativ de la un element la altul, motiv pentru care una dintre cele mai importante consecinţe ale radioactivităţii naturale aplicate în geologie este **aprecierea vârstei absolute a rocilor şi a proceselor geologice**; în acest scop au fost perfecţionate un număr relativ mare de metode de datare. Pentru aprecierile de vârstă absolută se aleg izotopi radioactivi cu rata de dezintegrare adecvată intervalului de timp care trebuie măsurat.

Exemplu. Mai jos sunt redate principalele procesele de dezintegrare utilizate în radiocronologie şi perioadele de înjumătăţire ale izotopilor câtorva elemente chimice.

Procese de dezintegrare	**Perioada (în ani)**
$^{87}Rb \rightarrow {}^{87}Sr$	5 sau $4{,}7 \cdot 10^{10}$
$^{232}Th \rightarrow {}^{208}Pb$	$13{,}9 \cdot 10^{9}$
$^{40}K \rightarrow {}^{40}Ar$	$11{,}9 \cdot 10^{9}$
$^{238}U \rightarrow {}^{206}Pb$	$4{,}6 \cdot 10^{9}$
$^{235}U \rightarrow {}^{207}Pb$	$7 \cdot 10^{8}$
$^{234}U \rightarrow {}^{230}Th$	250 000
$^{230}Th \rightarrow {}^{226}Ra$	75 200
$^{14}C \rightarrow {}^{14}N$	5 568
$^{3}T \rightarrow {}^{2}H$	12,26

Tab. 5 Principalele procese de dezintegrare utilizate în radiocronologie clasate după descreşterea perioadelor de înjumătăţire.

Perioada de înjumătăţire variază în funcţie de elementul chimic, de la miliarde de ani (^{232}Th, ^{40}K, ^{238}U) la secunde sau miimi de secundă. Un element chimic poate avea mai mulţi izotopi cu perioade de înjumătăţire extrem de variate (vezi izotopii uraniului şi ai thoriului din tabel, la care adăugăm ^{227}Th cu perioada de înjumătăţire de 18,6 zile).

2.3.5. Metoda paleomagnetică constă în reconstituirea parametrilor câmpului geomagnetic din timpul formării rocilor magmatice şi sedimentare. Această metodă se

bazează pe proprietatea unor metale şi minerale de fier, nichel, cobalt (magnetit Fe_3O_4, hematit Fe_2O_3, titanomagnetit, ilmenit $FeTiO_3$ goethit $HFeO_2$, sulfuri de fier etc.) de a conserva orientarea câmpului magnetic terestru existent în momentul formării lor. Aceste minerale înregistrează caracteristicile câmpului magnetic terestru, care prezintă perioade mai mult sau mai puţin lungi de polaritate normală sau inversă.

Exemplu. Orice material magnetic fixează polaritatea câmpului magnetic existent la un anumit timp, pe măsură ce se apropie de **punctul Curie** (temperatura deasupra căreia dipolii magnetici din material sunt mobili şi liberi să se autoorienteze). Mineralele cu proprietăţi magnetice au propriul punct Curie. În cazul magnetitului, valoarea acestuia este este 580°C (Fig. 10).

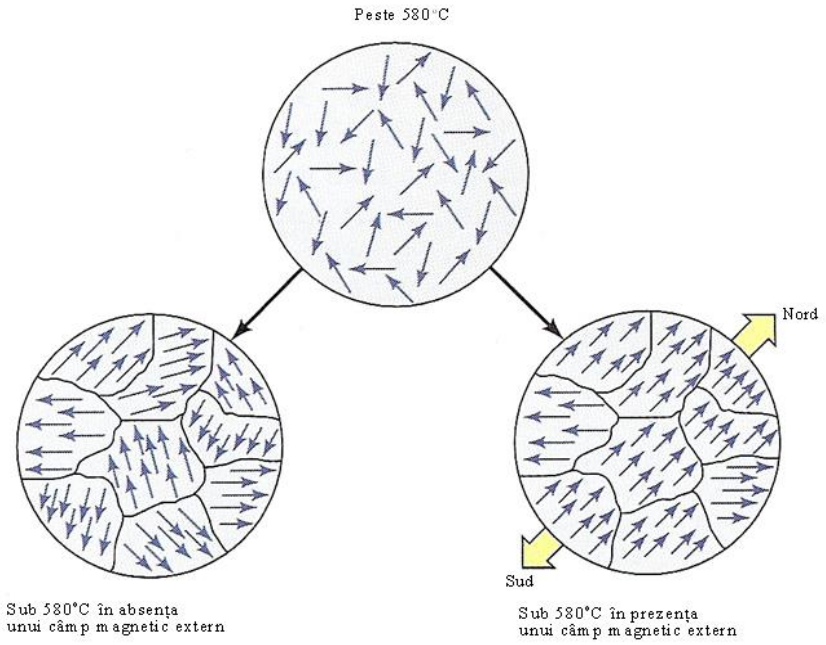


Fig. 10 Magnetizarea unui granul de magnetit într-o lavă ce cristalizează (Skinner & Porter, 2000).

La peste 580°C, viteza de mişcare a atomilor de magnetit este atât de mare încât polii magnetici ai atomilor individuali, sugeraţi prin săgeţi, se orientează în direcţii diferite. Sub 580°C, se asociază în domenii mici de influenţă,formând magneţi mărunţi. În absenţa unui câmp magnetic extern, domeniile sunt orientate întâmplător (Fig. 9, imaginea din stânga jos). În prezenţa unui câmp magnetic extern, cele mai multe direcţii ale polilor tind să fie paralele cu cea a câmpului şi magnetitul devin permanent magnetizat (Fig. 9, imaginea din dreapta jos).

Metoda este utilă pentru stabilirea vârstei unor roci şi în corelările la scară regională sau globală, fiind aplicabilă în special pentru rocile magmatice şi sedimentare; metoda se aplică cu succes pentru datarea resturilor ceramice în arheologie, dar şi pentru datarea resturilor fosile de hominide.

Exemplu. Oxizii de fier existenţi în mineralele argiloase încălziţi la temperaturi superioare punctului Curie, se aliniază conform câmpului magnetic existent la momentul arderii ceramicii. În acest fel, studiul pieselor ceramice permite reconstituirea variaţiilor geomagnetice în ultimii 3 000 de ani. Principala problemă care se ridică este aceea că, în momentul recoltării probelor pentru studiu acestea trebuie notate cu orientarea exactă din teren, pentru a nu apărea erori după prelucrarea lor în laborator.

Exemplu. Vârsta celui mai complet schelet de *Australopitecus,* descoperit în Peştera Sterkfontain (Africa de Sud), a fost estimată tot pe baza analizelor paleomagnetice. Resturile osoase ale acestui schelet erau cimentate într-o brecie calcaroasă cu numeroase intercalaţii de cruste stalagmitice. Prezenţa acestora din urmă a facilitat datarea paleomagnetică, care a pus în evidenţă 7 schimbări de polaritate. Corelarea semnalului din profilul analizat cu scara magnetostratigrafică a timpului geologic, care cuprinde succesiunea cronologică a epocilor şi evenimentelor de polaritate normală şi inversă, sugerează o vârstă cuprinsă între 3,3 şi 3,5 milioane de ani (Fig. 11).

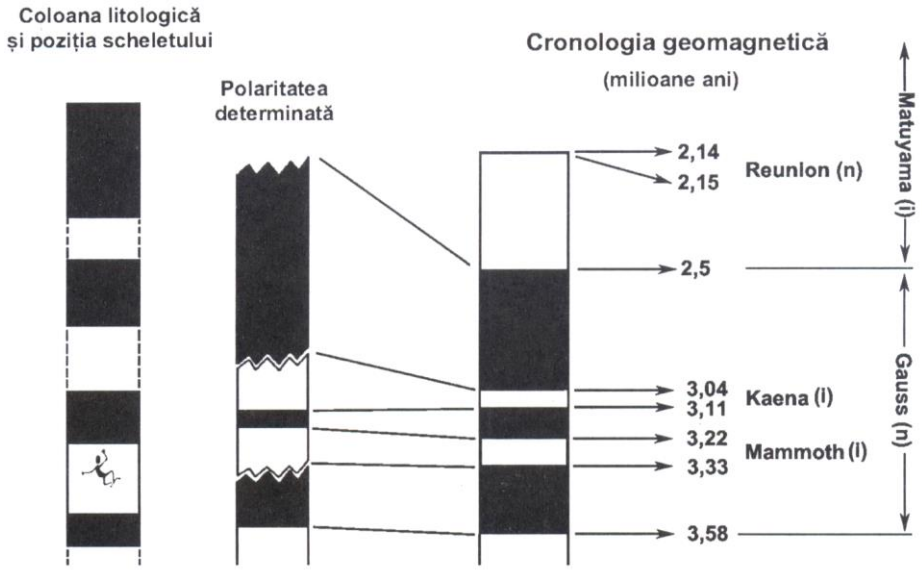


Fig. 11 Corelarea magnetostratigrafică a sedimentelor cu resturi de hominizi din Peştera Sterkfontain (Africa de Sud), cu scara geomagnetică (Partridge et al, 1999, fide Onac, 2004).

2.3.6. Metoda tefrocronologică constă în identificarea urmelor activităţii vulcanice şi corelarea unor depozite de piroclastite în scopul determinării vârstei lor. Depozitele de piroclastite rezultate în urma erupţiilor vulcanice pot constitui marcatori stratigrafici importanţi pentru Cuaternar. Prezenţa unor cenuşi vulcanice în unele depozite de terasă permite corelarea cronostratigrafică a acestora cu erupţia vulcanică care le-a generat. Căderile de cenuşă pot fi plasate cronostratigrafic prin datarea cu radiocarbon a sedimentelor asociate sau prin datarea K-Ar a surselor vulcanice.

Exemple. Cenuşile rezultate prin erupţia vulcanului Krakatoa, din 1883, au fost răspândite pe toată suprafaţa Pământului. Cenuşile cu aceeaşi compoziţie mineralogică cu cea a cenuşilor vulcanului Krakatoa au fost atribuite anului 1883, indiferent locul de aflorare a acestora.

Zona Basilicata din regiunea Puglia (Fig. 12) este ocupată pe zeci de hectare de depozite de bad-lands în care au fost depistate 9 strate de tephra cu vârste cuprinse între 15 000 – 500 000 de ani, strate reper care se corelează perfect cu totatâtea perioade eruptive ale vulcanului Vezuviu. Majoritatea determinărilor au fost făcute pe baza biozonelor palinologice, respectiv asociaţii de polen ce aparţin unor specii arboricole (ienupăr, pin, fag, stejar, carpen, ulm, mesteacăn, arţar, tei).

Fig. 12 Depozit stratificat de tephra datată 40 000 ani în bad-lands din zona Basilicata de la nord de Golful Taranto, sudul Italiei (foto D.A.&L.G. Popescu).

Să ne reamintim

Cele câteva metode clasice de cercetare prezentate se bazează pe trăsăturile litologice şi paleontologice ale depozitelor (metoda paleontologică şi litofacială), pe o serie de caracteristici geofizice invariabile ale mediului geologic (radioactivitate, metode bazate pe dezintegrarea radioactivă), sau variabile (paleomagnetism, metoda paleomagnetică), precum şi pe evenimente vulcanice (metoda tefrocronologică) şi paleoclimatice (metoda izotopilor oxigenului).

2.4. Metodele specifice Cuaternarului se aplică doar pentru această perioadă. În cele ce urmează, vom face o prezentare succintă a acestor metode.

2.4.1. Metoda radiocarbonului face parte dintre metodele bazate pe dezintegrare radioactivă şi are la bază studiul izotopului de carbon radioactiv ^{14}C (Fig. 13). Această metodă are ca punct de plecare prezumţia că proporţia carbonului radioactiv din atmosferă rămâne relativ constantă. Carbonul radioactiv se formează în atmosfera superioară pe seama azotului, sub acţiunea neutronilor din radiaţiile cosmice:

$$7\ ^{14}N + \text{neutron} \rightarrow 6\ ^{14}C + \text{proton}$$

O parte din carbonul radioactiv se dizolvă în ape, o parte rămâne în atmosferă, iar o altă parte intră în alcătuirea cochiliilor şi scheletelor sau în unele minerale. Perioada de înjumătăţire este de 5730 ± 40 ani. Prin dezintegrarea izotopului ^{14}C rezultă izotopul ^{14}N şi paricule β, conform relaţiei de mai jos:

$$6\ ^{14}C \rightarrow 7\ ^{14}N + \text{particule } \beta$$

Proporţia de C^{14} din organismul viu este egală cu cea din atmosferă, iar după moarte aceasta scade progresiv şi ireversibil.

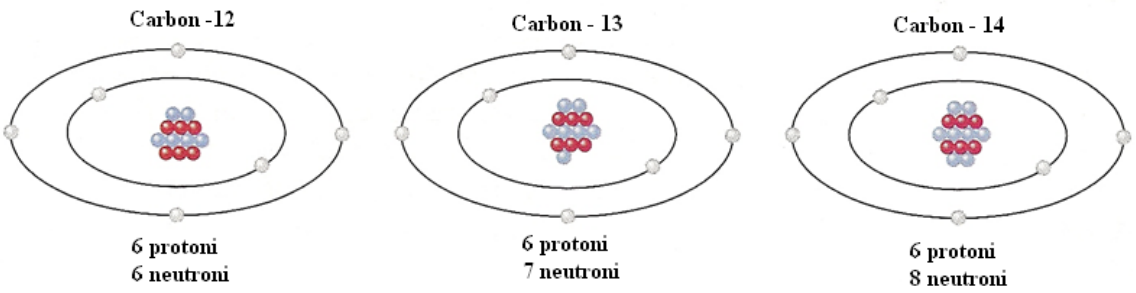


Fig.13 Izotopii carbonului. Atomii diferiţi ai unui element chimic care conţin numere diferite de neutroni se numesc *izotopi*. Fiecare izotop are 6 protoni şi 6 electroni care gravitează pe nivele energetice diferite în jurul nucleului. Cei 6 protoni din nucleul atomic sunt legaţi prin 6, 7sau 8 neutroni. Dezintegrarea radioactivă este un fenomen al nucleului atomic, nu al electronilor care gravitează în jurul nucleului (Skinner & Porter, 2000).

Momentul morţii organismului se poate determina prin măsurarea cantităţii de ^{14}C rămasă în scheletul mineral al acestuia, cunoscând rata de dezintegrare a izotopului.

Datorită faptului că proporţia de ^{14}C este foarte mică, aplicabilitatea metodei de datare este limitată la intervalul 300 - 50 000 ani (perioada de înjumătăţire a ^{14}C este de 5730 ± 40 ani.)

Metoda poate fi aplicată cu succes doar dacă :

- producţia de ^{14}C este constantă în timp;
- raportul ^{14}C /^{12}C din biosferă şi hidrosferă este în echilibru cu cel din atmosferă;
- sistemul a rămas închis după moartea organismului.

Activitatea este de aproximativ 13,5 dezintegrări pe minut şi pe gram (13,5 $d \cdot min^{-1} \cdot g^{-1}$), cantitatea de izotop radioactiv ^{14}C înjumătăţindu-se la fiecare cca. 5 700 de ani.

Aceasta înseamnă că într-un gram dintr-o probă recentă se vor înregistra 13,5 $d \cdot min^{-1}\ g^{-1}$, în timp ce într-o probă de cca 22 000 de ani, activitatea ar fi doar de 1 $d \cdot min^{-1}\ g^{-1}$.

Dată fiind răspândirea carbonului în forme variate în diferitele rezervoare de pe Pământ, metoda de datare ^{14}C are numeroase aplicaţii.

Exemple: Domenii de aplicaţie ale metodei ^{14}C

Cele mai indicate materiale de datare sunt: lemnul, cărbunele, turba, seminţele, granulele de polen şi resturile osoase. Rezultate mai puţin precise se obţin la datarea: probelor de sol fosil, concreţiunilor carbonatice, apelor sau cochiliilor de moluşte.

Arheologia şi antropologia au fost primele ştiinţe care au beneficiat de facilităţile oferite de datarea radiocarbon. Numeroasele piese de lemn, resturi organice (seminţe, oase, insecte) sau fragmente de cărbuni au fost recoltate din săpăturile arheologice efectuate la suprafaţă sau la intrarea în peşteri. Datarea lor a permis încadrarea cronologică în intervalul Paleolitic superior – Neolitic a siturilor investigate, precum şi reconstituirea evoluţiei speciei umane.

Aceeaşi metodă de datare a stat la baza unui studiu de detaliu privind prezenţa oamenilor preistorici în zona arctică a Europei cu cca.40 000 ani în urmă.

Paleoclimatologia este domeniul cu cele mai multe aplicaţii ale metodei. Eşantioanele colectate pentru datare provin din cele mai diverse medii depoziţionale: lacuri, sedimente marine de adâncime, peşteri, calote glaciare, gheţari montani.

Datările radiometrice ^{14}C sunt utile în studiile de: glaciologie (determinarea vârstei incluziunilor de CO_2 din gheaţă), pedologie, hidrogeologie/oceanografie, speologie, geomorfologie etc.

În România, această metodă este folosită în puţine studii de caz. Cel mai recent exemplu îl constituie datarea mandibulei celui mai vechi *Homo sapiens sapiens* din Europa (cca. 35 000 ani) care a fost recuperată din Peştera cu oase (sud-vestul României).

2.4.2. Metoda luminiscenţei se bazează pe faptul că unele minerale expuse radiaţiilor ionizate naturale suferă modificări ale reţelei de electroni (proprietate numită luminiscenţă), emiţând radiaţii luminoase. Măsurarea intensităţii luminiscenţei, care este direct proporţională cu timpul de expunere, poate conduce la determinarea vârstei mineralului. Prin intermediul acestei metode se poate estima timpul scurs din momentul în care unele sedimente sau fragmente ceramice care au fost acoperite ulterior de o serie de depuneri au fost expuse pentru ultima dată luminii naturale. Metoda este aplicabilă pentru vârste de la câteva sute la câteva mii la de ani.

2.4.3. Metoda aminoacizilor se bazează pe studiul proprietăţilor unor aminoacizi, care prin modificările ce le aduc planului de polarizare a luminii, transformă formele levogire în dextrogire.

Aminoacizii sunt substanţe cu molecule asimetrice, care pot exista în formă levogiră sau dextrogiră. Ambii stereoizomeri sunt activi din punct de vedere optic, rotind în soluţie planul luminii polarizate spre stânga (forma levogiră) sau spre dreapta (forma dextrogiră).

Trecerea de la forma levogiră la cea dextrogiră poartă numele de:

- *racemizare*, în cazul aminoacizilor cu un singur carbon asimetric (acid aspartic, leucina etc.), şi de
- *epimerizare*, dacă aminoacizii conţin 2 atomi de carbon asimetrici (isoleucina).

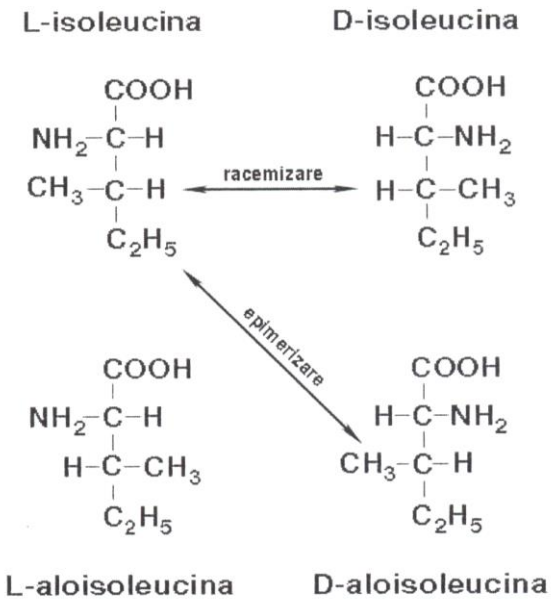


Fig. 14 Exemplu de epimeri (isoleucina) şi enantiomeri (aloisolecina) şi modul lor de transformare prin racemizare şi epimerizare (Wagner, 1998, fide Onac, 2004).

Procesul de conversie este specific fiecărui aminoacid în parte şi este dependent de temperatură, umiditate şi pH. Astfel, pentru probe provenite din zonele cu climat rece, racemizarea totală se realizează după mai multe milioane de ani, în timp ce în probele colectate din zonele aride, acest proces poate fi complet după 150 000 de ani.

Aminoacizii au fost identificaţi în compoziţia unor resturi fosile cum ar fi: oase, dinţi, foraminifere, corali, resturi vegetale etc.

Datarea cu ajutorul aminoacizilor constituie o modalitate viabilă pentru stabilirea vârstelor relative a resturilor organice fosile care nu pot fi datate prin metoda ^{14}C precum şi a temperaturii mediului.

În toate fiinţele vii, proteinele conţin aminoacizi levogiri, care, din momentul morţii organismului, încep să se transforme lent şi reversibil în forma dextrogiră, conducând în final la realizarea unui amestec egal de aminoacizi levo- şi dextrogiri.

Imediat după moartea organismului, începe conversia L→D, pe parcursul procesului de racemizare, raportul D/L crescând de la 0 la1. Stabilind valoarea acestui raport se deduce timpul scurs de la moartea unui organism.

Rata de racemizare a aminoacizilor (analoagă constantei de descompunere radioactivă este exprimată tot printr-un *timp de înjumătăţire)* variază în funcţie de materialul din care sunt extraşi şi de starea în care se găsesc (legaţi unul de altul sau liberi).

De aceea procesul se desfăşoară cu viteze diferite în: oase, lemne, dinţi sau cochilii de moluşte.

Exemplu. S-a observat că rata de racemizare este diferită de la o specie la alta chiar şi în cadrul aceluiaşi material (de ex. moluşte). De aceea este important ca datările prin metoda aminoacizilor să se efectueze pe eşantioane identificate cel puţin la nivel de gen, pentru care se cunosc cu exactitate ratele de racemizare/epimerizare.

Pe baza ratelor de interconversie, speciile de gastropode au fost grupate în 3 categorii, după cum transformarea este rapidă, moderată sau lentă (Fig. 15). Studiul aminoacizilor extraşi din diferite genuri de gastropode din Europa Centrală a permis corelarea stratigrafică regională a unor nivele de loess şi paleosol.

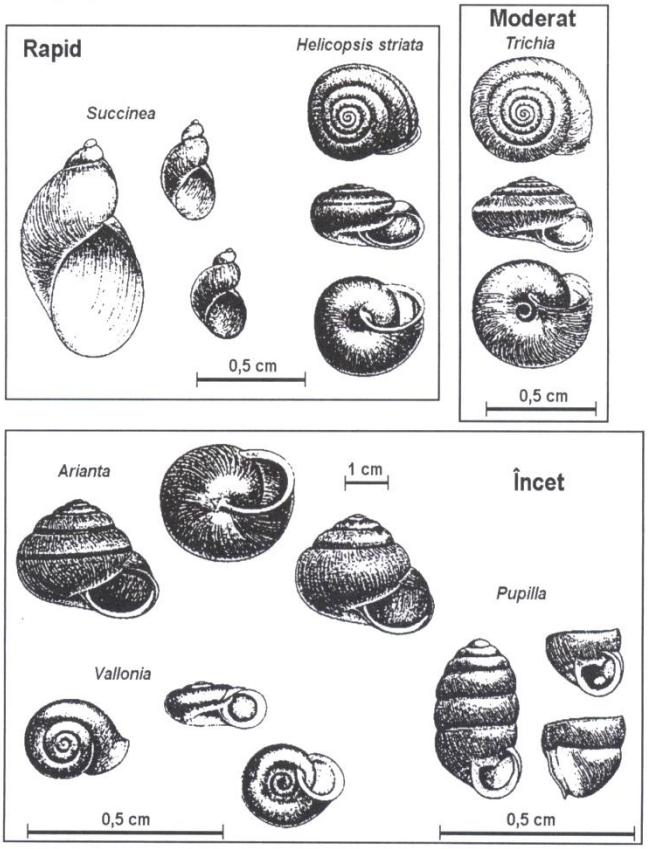


Fig. 15 Gastropode fosile găsite în depozitele de loess din Europa, grupate în funcţie de rata de racemizare a isoleucinei (Oches & McCoy, 1995, fide Onac, 2004).

Metoda permite estimarea unor vârste cuprinse între câteva mii de ani şi câteva milioane de ani.

2.4.4. Metoda hidratării obsidianului

Obsidianul este o sticlă vulcanică acidă, anhidră, cu compoziţie riolitică, de culoare neagră (Fig. 16), formată prin răcirea rapidă a lavelor bogate în silice. Formaţiuni similare iau naştere şi prin topirea rocilor bogate în silice, în punctele de contact ale meteoriţilor sau datorită descărcărilor electrice (fulgurite).

Fig.16 Obsidian, sticlă de compoziţie riolitică (foto D.A.&L.G. Popescu).

Atât obsidianul cât şi alte sticle (inclusiv cele artificiale) expuse umezelii din aer sau sol, absorb treptat la suprafaţa lor apă, a cărei pondere în pătura superficială poate fi de 10 ori mai mare decât în compoziţia originală.

Difuzia apei determină un proces de alterare chimică materializat într-o peliculă de hidratare a cărei grosime creşte cu timpul de la 0,1 la ~50 μm. Grosimea acestei pelicule poate fi măsurată la microscopul polarizant. Pe baza unor formule se stabileşte relaţia dintre grosimea peliculei şi timpul scurs de la declanşarea procesului de difuzie.

Intervalul de datare al acestei metode este cuprins între câteva sute de ani şi 500 000 de ani, putând fi extins la până la circa un milion de ani. Metoda hidratării obsidianului este utilizată în mai multe domenii.

Exemple: Domenii de aplicaţii ale metodei în geocronologie

Datarea culturilor preistorice. Prelucrarea artefactelor implică cioplirea fragmentelor de obsidian. Din acel moment suprafeţele proaspete sunt expuse umezelii din aer sau sol, iar cronometrul bazat pe hidratarea obsidianului porneşte. Determinarea ratelor specifice de hidratare a fragmentelor de obsidian găsite în numeroase situri arheologice din Statele Unite, Mexic, Noua Zeelandă şi Africa a permis reconstituirea istoriei aşezărilor umane cu o vechime de peste 120 000 de ani.

Datarea unor evenimente vulcanice, precum curgerile de riolite sau erupţiile bazaltice. Studiul asupra unor curgeri de obsidian din vestul Americii a permis datarea activităţilor vulcanice care au avut loc acum 1 milion până la 1200 de ani. Au fost reconstituite şi datate fazele succesive de erupţie ale vulcanului Newberry din Oregon.

Reconstituirea perioadelor glaciare. S-au făcut măsurători ale grosimii peliculei de hidratare pe 3 nivele de obsidian provenite din curgerile riolitice de la Obsidian Cliff (Parcul Yellowstone), care au dovedit existenţa perioadelor glaciare Bull Lake şi Pinedale.

2.4.5. Metoda arheologică. Pe baza evoluţiei tipologice a uneltelor (artefacte) şi altor resturi ale culturii materiale, s-a elaborat o scară arheologică ce împarte timpul preistoric în următoarele perioade: paleolitic, mezolitic, neolitic, cupru, bronz şi fier.

Tipologia artefactelor descoperite în diferite depozite cuaternare permit stabilirea vârstei acestora (Tab. 4).

2.4.6. Metoda varvelor. În lacurile alimentate de apele provenite din topirea gheţarilor se formează varve, alcătuite din alternanţe sezoniere, de granulaţie diferită. Străturleţele de nisip, de ordinul milimetrilor, depuse pe fundul lacurilor, corespund sezonului cald, când cantitatea de apă eliberată de gheţar are putere de transport sporită. Acestea alternează cu străturleţe argiloase, cu material vegetal, care se depun în sezonul rece, sub pătura de gheaţă. Varvele prezintă importanţă geocronologică, deoarece fiecare cuplu de strate poate fi atribuit unui ciclu anual de sedimente. Metoda a fost aplicată îndeosebi în cercetarea şi datarea sedimentelor lacustre din Peninsula Scandinavică (Fig. 17).

Fig. 17 Varve depozitate într-un lac glaciar. Fiecare pereche de strate dintr-o secvenţă de varve reprezintă un depozit anual. Stratele siltice, de culoare deschisă, au fost depozitate vara, iar stratele argiloase, închise la culoare, iarna (Skinner & Porter, 2000).

2.4.7. Metoda lichenometrică se bazează pe viteza relativ constantă de creştere a unor licheni care sunt intim legaţi de substratul litologic. Lichenii indică o vârstă minimă, adică de când există suprafaţa rocii pe care sunt plasaţi şi care apare în urma dezagregării acesteia, a topirii stratului de gheaţă etc. Este o metodă folosită în regiunile arctice şi permite datări ce se situează până în jurul valorii de 10 000 ani.

2.4.8. Metoda dendrocronologică se sprijină pe ritmicitatea anuală a creşterii arborilor, ale căror inele indică vârsta acestora (Fig. 18). Aceasta se foloseşte îndeosebi pentru determinarea unor variaţii climatice care se răsfrâng asupra dimensiunilor inelelor de creştere. Inelele groase şi mai puţin dense (mai distanţate) denotă existenţa unui climat umed, iar inelele subţiri şi apropiate, un climat arid.

Începând din anii ’70, dendrocronologia s-a dovedit un mijloc excelent de convertire a vârstelor convenţionale ^{14}C în ani calendaristici. Cum fiecare inel de creştere reprezintă un an, studiul anumitor specii, de exemplu *Pinus longaeva* în sud-vestul Statelor Unite, a făcut posibilă stabilirea unor secvenţe continue care acoperă ultimii 8000 de ani. În nord-vestul

Europei, lipsa unor astfel de secvenţe i-a determinat pe specialişti să apeleze la corelarea mai multor dendrocronologii izolate, operaţie prin care s-a obţinut un calendar real pentru perioada Holocenului.

Fig. 18 Stejar cu 196 de inele (sursa: internet).

Comparaţia directă dintre vârstele calendaristice şi cele radiocarbon obţinute pe astfel de secvenţe a permis stabilirea cu exactitate a diferenţelor care apar ca urmare a fluctuaţiilor temporale în producţia de ^{14}C din atmosferă. Pe seama acestor diferenţe au fost precizate corecţiile care trebuie aplicate pentru ca cele două scări cronologice să poată fi etalonate.

2.4.9. Metoda paleosolurilor. Solul format la suprafaţa crustei terestre şi apoi îngropat şi conservat devine paleosol. Paleosolurile au fost identificate în nivele de roci de diferite vârste, dar mai ales în depozitele neconsolidate din perioada cuaternară. Paleosolurile, caracteristice domeniului subaerian de sedimentare, larg răspândite, sunt folosite pentru corelarea şi datarea secvenţelor sedimentare. Studiul lor este important în descifrarea naturii formei de relief, a vegetaţiei şi a climatului. Metoda paleosolurilor studiază solurile fosile ce apar în deschideri naturale (aflorimente) sau artificiale (cariere, decoperte, şanţuri de prospecţiune). Numărul nivelelor de loess şi soluri fosile dă vârsta formei de relief respective (Fig. 19).

2.4.10. Metoda paleogeografică este o metodă atotcuprinzătoare care foloseşte informaţiile obţinute cu ajutorul celorlalte metode în vederea reconstituirii peisajului geografic. Această metodă se bazează pe principiul actualismului, în sensul că foloseşte rezultatele obţinute din studiul fenomenelor actuale pentru a înţelege şi găsi posibile legături între componentele peisajului din perioada cuaternară.

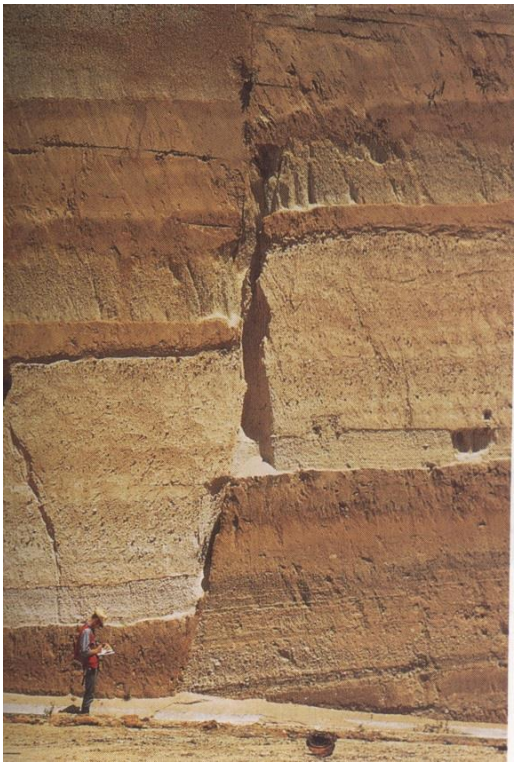


Fig. 19 Paleosoluri. Un nivel gros de paleosol maro-roşcat dezvoltat pe un strat de tuf (lângă oraşul Guatemala, Guatemala) este acoperit de un alt nivel de tuf şi curgeri de piroclastite care sunt separate prin nivele mai subţiri de paleosoluri maronii. O falie a deplasat stratele cu 2 m pe verticală (Skinner & Porter, 2000).

Rezumat

Metodele de datare prezentate pot fi clasificate astfel: metode radiometrice, bazate pe procesul de dezintegrare radioactivă a unor elemente chimice - radiocarbon, seria uraniului, potasiu – argon etc., metode bazate pe acumularea în timp a materialelor litologice şi biologice, metode bazate pe repere stratigrafice globale şi metode relative de datare. Tehnicile variate utilizate în fiecare din aceste categorii sunt rezumate în tabelul 6.

Categorie	**Tehnici**
Metode radiometrice şi înrudite	Datarea cu radiocarbon Dezintegrare radioactivă Luminiscenţa stimulată optic
Metode bazate pe acumularea în timp a materialelor litologice şi biologice	Studiul conţinutului paleontologic Studiul faciesurilor litologice Varve Lichenometrie Dendrocronologie
Metode bazate pe repere stratigrafice globale	Paleomagnetism Tefrocronologie Analiza izotopilor oxigenului
Metode relative de datare	Paleosoluri Hidratarea obsidianului Arheologie – evoluţia tipologică a arfefactelor Geocronologia bazată pe aminoacizilor

Tab. 6 Metode şi tehnici de datare.

Test de autoevaluare

1. Care din următoarele metode cercetare au ca obiect de studiul asociaţiile de floră şi faună fosile:
   a. lichenometrică;
   b. refrocronologică;
   c. paleontologică.
2. Analiza izotopilor oxigenului permite:
   a. determinarea temperaturii mediului în care s-au format minerale;
   b. reconstituirea paramentrilor câmpului magnetic;
   c. datarea sedimentelor lacustre.
3. Câmpul paleomagnetic este conservat de următoarele minerale:
   a. fluorină, feldspaţi, stibină, ilmenit;
   b. hematit, goethit, calcit, magnezit;
   c. magnetit, hematit, titanomagnetit, ilmenit, goethit.
4. Metoda de cercetare a stratelor de piroclastite consuderate importante repere statigrafice pentru corelarea la nivel global se numeşte:
   a. refrocronologică;
   b. paleosolurilor;
   c. varvelor
5. Varvele permit datarea sedimentelor:
   a. marine;
   b. lacustre;
   c. eoline.
6. Studiul inelelor de creştere ale copacilor oferă indicaţii:
   a. paleoclimatice;
   b. paleomediale;
   c. paleontologice.
7. Domeniile de aplicaţie ale metodei ^{14}C sunt:
   a. arheologie, antropologie, paleoclimatologie;
   b. glaciologie, pedologie, hidrogeologie;
   c. oceanografie, speologie, geomorfologie.
8. Domeniile de aplicaţie ale metodei hidratării obsidianului sunt:
   a. arheologie;
   b. reconstituirea perioadelor glaciare;
   c. datarea evenimentelor vulcanice.

Miniglosar

- **belemnit**, cefalopod fosil cu cochilie calcaroasă;
- **dendrocronologie,** metodă de datare aplicată depozitelor foarte recente (cuaternare), bazată pe studiul inelelor de creştere ale arborilor, prin corelare între inelele arborilor actuali şi cele ale arborilor îngropaţi;
- **formă dextrogiră,** care deviază spre dreapta planul luminii polarizate;
- **formă levogiră,** care deviază spre stânga planul luminii polarizate;
- **lichenometrie**, metodă de datare utilizând măsurători ale lichenilor pentru stabilirea vârstei relative a suprafeţei rocilor;
- **uminiscenţă,** proprietatea unor minerale de a emite, în anumite condiţii, radiaţii luminoase în domeniul spectrului vizibil;
- **minerale grele**, minerale a căror greutate specifică este mai mare de 2,9 (valoarea greutăţii specifice a bromoformului);

- **obsidian,** sticlă vulcanică de compoziţie riolitică, amorfă, culoare închisă, cu luciu sticlos şi spărtură concoidală;
- **tefrocronologie**, metodă a geocronologiei absolute utilizată mai mult pentru datări recente, bazată pe identificarea cenuşilor rezultate din erupţii vulcanice desfăşurate în decursul istoriei umane şi consemnate ca atare în regiuni îndepărtate de centrul erupţiei;
- **rostrum**, partea calcaroasă masivă şi mai rezistentă în procesele de fosilizare din cadrul cochiliei belemniţilor; are formă alungită, cilindro-conică, cu porţiunea terminală ascuţită sau rotunjită.

Bibliografie minimală

Anastasiu N., Mutihac V., Grigorescu D., Popescu G. (2007) – *Dicţionar de geologie.* Ed. Didactică şi Pedagogică, R.A., 320 p., Bucureşti.

Anderson D. E., Goudie A. S., Parker A. (2007) – *Global Environments through the Quaternary. Exploring Environmental Change.* Oxford University Press, 358 p.

Filipescu S. (2002) – *Stratigrafie.* Presa Universitară Clujeană, Cluj Napoca.

Onac B. P. (2004) – *Clepsidrele geologiei. Introducere în geocronologia izotopică.* Ed. Presa Universitară Clujeană Cluj-Napoca, 175 p.

Pomerol V., Babin C., Lancelot I., Le Pichon X., Rat P. (1980) – *Stratigraphie et paleogéographie. Principes et methods*. Doin Editeurs Paris.

Pomerol C., Lagabrielle Y., Renard M. (2002) – *Éléments de géologie.* Dunod, Masson Sciences, Paris, 746 p.

Skinner J. B., Porter S. C. (2000) – *The Dynamic Earth. An Introduction to Physical Geology*. John Willey and Sons, Inc., New York, Chichester, Weinheim, Brisbane, Singapore, Toronto, 575 p.

Unitatea de învăţare 3
VARIAŢII CLIMATICE ÎN CUATERNAR

Cuprins

3.1. Introducere
3.2. Competenţele unităţii de învăţare
3.3. Cauze astronomice
3.4 Cauze terestre
Rezumat
Test de autoevaluare
Miniglosar

3.1. Introducere

Glaciaţia cuaternară este ultima din istoria Pământului. Semne ale răcirii climei au apărut însă mult mai devreme, încă din Eocenul mediu (42,5 Ma), iar odată cu Miocenul (23,5 Ma) îşi fac apariţia gheţarii.

Glaciaţia cuaternară nu este singura din istoria geologică a Pământului. Mari perioade glaciare au fost în Proterozoicul inferior (2 500 Ma), apoi în Cambrianul inferior (543 Ma), în Ordovician (489 – 440 Ma), în Carboniferul superior (320 Ma), pe continente foarte îndepărtate de poziţia lor actuală, apoi în Neogen şi în Cuaternar. Glaciaţiile mai vechi sunt mult mai greu de studiat datorită complexităţii fenomenelor geologice (de eroziune, tectonice etc.) care s-au desfăşurat pe parcursul milioanelor de ani, ştergând de multe ori urmele acestora.

În fazele glaciare din Pleistocen temperaturile medii anuale au fost mai scăzute decât cele actuale, scăderea lor fiind proporţională cu creşterea latitudinală (tab. 7).

Latitudine (grade)	80 - 70	70 - 60	60 - 50	50 - 40	40 - 30	30 - 20	20 – 0
t^oC	- 13°	- $11,5^o$	- $8,3^o$	- $5,4^o$	- $3,5^o$	- $2,3^o$	- 2°

Tab. 7 Variaţia temperaturilor medii anuale în funcţie de latitudine, în timpul Pleistocenului.

Au existat areale în nordul Eurasiei şi nordul Americii de Nord unde temperaturile au avut valori de – 15^oC până la – 20^oC în Würmul târziu (18 000 ani B.P.), când calotele glaciare au înregistrat extindere maximă.

În timpul interglaciaţiunilor din Pleistocen, creşterilor de temperatură li s-au asociat creşteri semnificative ale cantităţilor de precipitaţii, care au fost mai mari cu 20 – 30% faţă de Actual. Fazele interglaciare s-au caracterizat în general prin creşterea temperaturilor în timpul iernii şi scăderea lor în timpul verii. Astfel, iernile erau mai blânde, verile, în schimb, erau relativ răcoroase şi umede.

Diferenţele medii de temperatură din timpul fazelor glaciare şi a celor interglaciare au fost de 7 – 10°C.

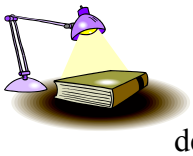
Trecerile de la fazele glaciare la cele interglaciare se făceau printr-o creştere mai întâi a temperaturii, urmată la un anumit interval de creşterea umidităţii. Astfel, un ciclu climatic cuprindea următoarele succesiuni: rece umed – rece uscat – cald uscat – cald umed.

Pentru latitudinile mici fazelor glaciare de la latitudini mari le-au corespuns faze pluviale, iar celor interglaciare, faze interpluviale.

3.2. Competenţele unităţii de învăţare

La finalul parcurgerii acestei unităţi de învăţare, studentul va fi capabil să explice şi să descrie o serie de cauze astronomice și terestre care au declanșat modificările climatice de la nivelul ultimei perioade din evoluția geologică a Pământului.

Durata de parcurgere a unităţii de învăţare este de 2 ore.



Cauzele schimbărilor climatice

Până în prezent nu există o teorie unanim acceptată care să explice cauzele care au determinat variaţiile climatice în decursul evoluţiei geologice a Pământului. Au fost emise diferite ipoteze, care au dus la conturarea a două tipuri de cauze: cauze astronomice şi cauze terestre.

3.3. Cauze astronomice

Dintre cauzele astronomice care au generat probabil modificările climatice cuaternare menţionăm:

- precesia echinocţiilor;
- excentricitatea orbitei terestre;
- înclinarea axei polilor;
- variaţia constantei solare;
- impactul unor meteoriţi giganţi.

3.3.1. Precesia echinocţiilor reprezintă deplasarea punctelor echinocţiale în lungul orbitei terestre în sens invers deplasării Pământului pe orbită. În prezent axa de rotaţie terestră este îndreptată spre steaua polară. În timp însă îşi va modifica direcţia, descriind pe bolta cerească un cerc complet în 25 700, ani după care va reveni în poziţia de astăzi (Fig. 20).

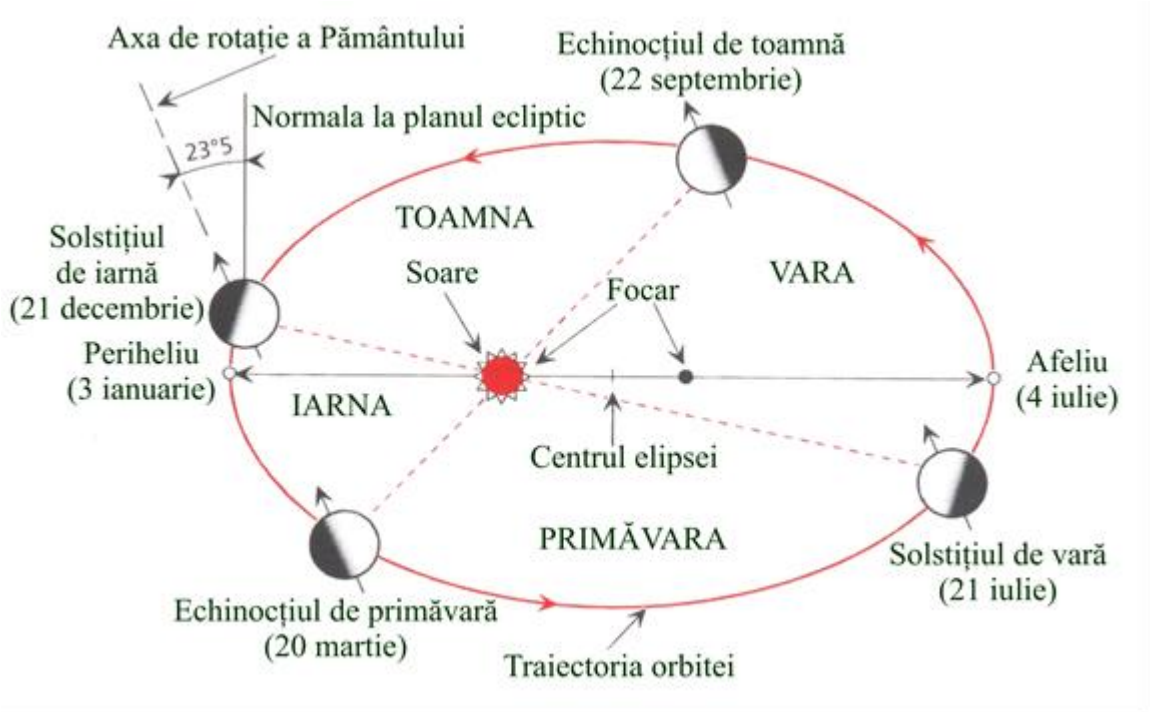


Fig. 20. Poziția Terrei pe parcursul diferitelor anotimpuri, la solstiții și echinocții. Se observă din figură că nu distanța de la Pământ la Soare, care variază destul de puțin, determină intensitatea radiației solare, ci înclinarea axei de rotație a Pământului în raport cu planul eclipticii (înclinarea este de $23^0 5`$). Pământul este mai aproape de Soare în timpul iernii din emisfera nordică decât vara. Pe o scară a timpului, contrastul climatic sezonier va fi cu atât mai pronunțat cu cât înclinarea axei terestre va fi mai mare (Pomerol et al., 2002).

Legătura precesiei echinocțiilor cu clima constă în faptul că echinocțiul de primăvară, situat undeva pe orbită între periheliu (3 ianuarie) și afeliu (4 iulie) se va deplasa treptat, retrograd, spre periheliu, când va fi primăvară în poziția Pământului pe orbită, la distanță minimă de Soare, iar toamna va fi la distanță maximă. Acest fapt va influența durata anotimpurilor, în sensul că iarna și primăvara vor fi mai lungi, iar vara și toamna mai scurte. Răcire apare în momentul în care toamna și iarna sunt mai lungi, iar încălzire atunci când vara și toamna sunt mai lungi. Un ciclu complet al acestor modificări periodice se înscrie într-un interval de timp de 20 600 ani.

3.3.2. Excentricitatea orbitei terestre oscilează cu o periodicitate de 92 000 ani. Efectul precesiei echinocțiilor se amplifică atunci când crește excentricitatea și se reduce în sens invers.

3.3.3. Înclinarea axei de rotație (axa polilor) față de planul orbitei terestre se modifică cu o periodicitate de 41 000 ani între limitele 22° – 24° 28'. La înclinări mai mici durata zilelor și a nopților tinde să se egaleze, diferența temperaturilor medii dintre anotimpuri se diminuează, clima răcindu-se în regiunile polare. Când înclinarea axei crește, se accentuează diferența dintre durata zilelor și a nopților în decursul anotimpurilor, scade diferența termică dintre regiunile polare și cele de la latitudini mai mici.

3.3.4. Variaţia constantei solare este considerată o cauză ipotetică a schimbărilor climatice din Cuaternar (reale fiind celelalte trei cauze menţionate mai sus).

Constanta solară reprezintă cantitatea de energie primită de Pământ de la Soare pe o suprafaţă de 1 cm^2 dispusă perpendicular pe direcţia razelor solare, în unitatea de timp. Valoarea acesteia este de aproximativ 2 cal/cm^2 pe minut.

Exemplu. În istoria geologică a Pământului variaţia constantei solare a fost determinată de echilibrul proceselor termonucleare ce au avut loc în Soare precum şi de densităţile diferite ale unor zone de pe suprafaţa Pământului, care au influenţat mişcarea de rotaţie.

În Cuaternar, creşterea valorii constantei solare ar fi condus la creşterea cantităţii de precipitaţii şi topirea gheţurilor; reducerea acestei valori a avut efect invers, generând îngheţ şi ninsori.

3.3.5. Impactul unor meteoriţi giganţi. Pământul este bombardat continuu, cu intensităţi diferite, de o "ploaie" de particule meteorice care provin în cea mai mare parte din Sistemul solar . Uneori, la intervale mai mari, Pământul este lovit de corpuri cosmice de dimensiuni mari, frecvenţa acestora crescând cu cât ne deplasăm în trecut. Efectul căderii unui asemenea corp ar consta în producerea unui nor imens de praf care ar înconjura Pământul, reducându-se astfel radiaţia solară. Acest fapt ar avea efecte încă neştiute, dar presupuse, asupra vieţii şi evoluţiei Pămîntului. Momentul impactului care a produs craterul Meteor este plasat de cercetători în urmă cu 50 000 ani, ulterior dispariţiei dinozaurilor (Fig. 22).

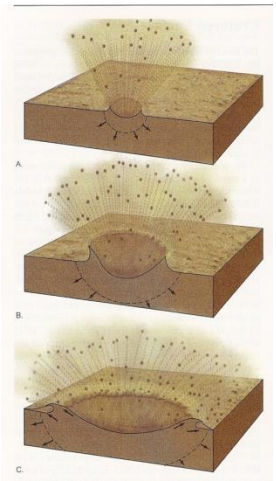


Fig. 21 Cratere de impact create de meteoriţi (sursa: internet).

Fig. 22 Craterul Meteor din Arizona, cel mai bine conservat crater de impact (sursa: internet).

Să ne reamintim

Principalele cauze astronomice care au generat probabil modificările climatice la nivelul Cuaternarului sunt: precesia echinocţiilor; excentricitatea orbitei terestre; înclinarea axei polilor; variaţia constantei solare; impactul unor meteoriţi giganţi.

3.4. Cauze terestre

Cauzele terestre ale modificărilor climatice din timpul perioadei cuaternare sunt:

- modificarea cantităţii de CO_2 ;
- prezenţa cenuşilor vulcanice în atmosferă;
- înălţarea reliefului;
- deriva continentelor;
- modificarea morfologiei Oceanului Planetar şi a configuraţiei curenţilor oceanici.

3.4.1. Modificarea cantităţii de CO_2 a fost considerată o cauză care influenţează mult regimul termic al atmosferei terestre. Într-adevăr, CO_2 joacă rolul unui "geam de seră" lăsând să treacă spre suprafaţa activă radiaţia solară, dar nu lasă să se piardă în spaţiul extraterestru radiaţia termică emisă de această suprafaţă.

Exemplu. Calculele făcute de cercetători dovedesc că dublarea cantităţii de CO_2 din atmosferă ar duce la creşterea temperaturii aerului la suprafaţa terestră cu circa 2,5^o C; iar înjumătăţirea cantităţii de CO_2 ar produce scăderea temperaturii cu circa 1,5^o C.

Analiza conţinutului de CO_2 din bulele de aer ale calotelor de gheaţă la nivelul Würmului târziu a demonstrat prezenţa unui procentaj de 0,019 – 0,02% CO_2. În perioada 15 000 – 9 000 ani B.P. conţinutul de CO_2 a crescut la 0,035 – 0,04%, pentru ca apoi la sfârşitul Holocenului să scadă din nou la 0,027 – 0,023%. Din aceste date rezultă că variaţiile naturale ale concentraţiei CO_2 din aer au fost sincrone cu variaţiile de temperatură şi s-au produs cu viteză mare.

O altă explicaţie a variaţiei cantităţii de CO_2 a fost pusă pe seama vulcanismului (de către Svante Arrhenius, 1909), dar nu s-a putut constata o ritmicitate a activităţii vulcanice care să explice alternanţele răcirilor şi încălzirilor climatice.

3.4.2. Prezenţa cenuşilor vulcanice în atmosferă a fost invocată încă din 1784 de către Benjamin Franklin pentru a explica răcirile climatice. Particulele fine cu diametre de câţiva microni proiectate de exploziile vulcanice în stratosferă reflectă o parte din radiaţia solară, fapt care produce răcirea climei, nelasând să treacă spre spaţiul cosmic radiaţiile infraroşii. Prezenţa cenuşilor vulcanice în calotele glaciare din regiunile polare constituie

dovada unei intense activităţi vulcanice în urmă cu 30 000 – 17 000 ani, când emisfera nordică trecea prin ultima şi cea mai lungă glaciaţie cuaternară (Würm).

Exemplu. Efectele climatice ale erupţiilor vulcanice sunt cunoscute şi din diferite perioade ale istoriei omenirii. De exemplu, erupţia vulcanului Tambora din Insula Sumbava (Indonezia), care a avut loc în 1815, a fost urmată de aşa numitul *an fără vară* (1816), menţionat în cronici datorită calamităţilor generate de el în Europa şi America de Nord. Cenuşa provenită din erupţia vulcanului Krakatoa (Insula Sumatra din Indonezia, 1883) a plutit în atmosferă 2 – 3 ani, ducând la scăderea temperaturii cu 0,6^{o} C.

Cu toate acestea, simpla prezenţa a cenuşilor vulcanice în atmosferă nu poate explica declanşarea unei glaciaţii, cu atât mai mult cu cât la nivelul Pleistocenului nu se cunoaşte o ritmicitate a fenomenelor vulcanice.

3.4.3. Înălţarea reliefului de către mişcările crustei terestre a fost considerată capabilă să declanşeze glaciaţia cuaternară. Astfel se presupune că mişcările alpine au fost răspunzătoare de această glaciaţie. În Alpi înălţarea reliefului cea mai puternică s-a produs în Miocen, iar glaciaţia în Cuaternar. Ridicarea reliefului ar fi putut duce cel mult la apariţia gheţarilor montani când altitudinea ar fi depăşit anumite limite, dar în nici un caz nu poate influenţa şi explica apariţia calotelor de gheaţă din zonele polare cu altitudini mici.

O altă constatare ar fi faptul că mişcările de cutare şi înălţare au fost variabile în timp şi spaţiu, iar perioadele glaciare s-au manifestat sincron pe toată suprafaţa terestră. În plus, un alt contraargument este că unele calote glaciare s-au format în regiuni necutate şi neînălţate prea mult în intervalul Pliocen – Cuaternar.

3.4.4. Deriva continentelor a fost considerată de către Alfred Wegener (1912) ca o posibilă cauză a glaciaţiei. Deplasarea continentelor spre zone cu latitudini mari a putut conduce la apariţia gheţarilor continentali, ca efect al depunerilor succesive (de la an la an) a stratelor de zăpadă, însă nu poate explica glaciaţia la nivelul montan pe toate continentele şi la diverse altitudini. Rămâne cert faptul că deriva continentelor a avut un rol important în declanşarea glaciaţiei prin deplasarea şi modificarea poziţiei geografice a continentelor. (Fig. 23).

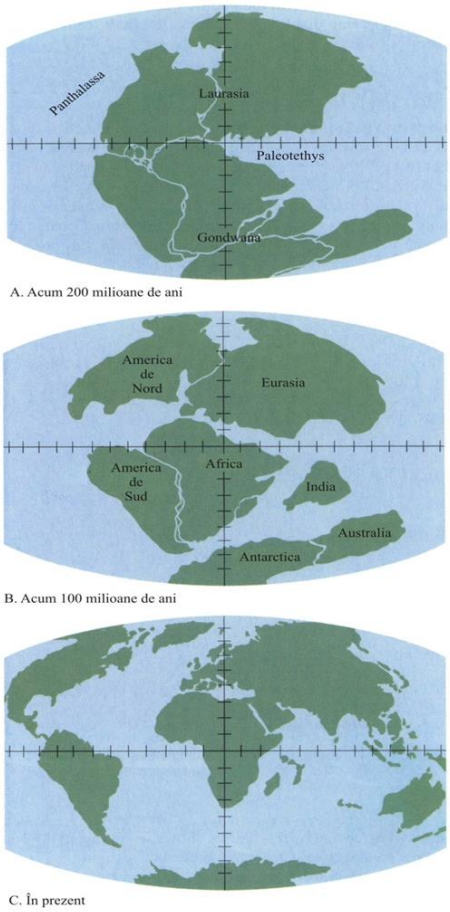


Fig. 23 Reconstituirea deplasării continentelor în ultimii 200 Ma (sursa: internet)

3.4.5. Modificarea morfologiei Oceanului Planetar şi a configuraţiei curenţilor oceanici. Pentru explicarea acestei teorii s-a invocat faptul că modificarea configuraţiei uscatului şi Oceanului Planetar a condus la schimbarea configuraţiei curenţilor oceanici şi implicit a climatului.

Atenţia a fost atrasă de curentul Golfstream, ale cărui ape pătrund în Atlanticul de Nord şi de aici în Oceanul Îngheţat, transportând o mare cantitate de căldură spre zonele cu latitudini mari (Fig. 24). Dispariţia acestui curent, posibilă prin scufundarea istmului Panama ce ar permite trecerea curentului ecuatorial din Atlantic în Pacific, ar duce, după unii cercetători, la declanşarea unei glaciaţii.

L. B. Ruhin a emis o ipoteză în care rolul principal în apariţia glaciaţiei este atribuit încetării pătrunderii apelor calde din Atlantic în Oceanul Îngheţat. Cercetătorul a invocat înălţarea Pragului Wiwille – Thomson drept cauză a opririi Curentului Atlanticului de Nord, fapt care ar fi generat îngheţarea Oceanului Arctic şi formarea deasupra lui a unui vast anticiclon permanent. La periferia acestui anticiclon, la contactul cu aerul mai cald şi umed, s-ar fi produs ninsori abundente, care ar fi provocat formarea calotelor circumpolare din Eurasia şi America de Nord. Coborârea pragului a permis pătrunderea apelor calde în Oceanul Îngheţat, dezgheţarea lui şi dispariţia anticiclonului polar.

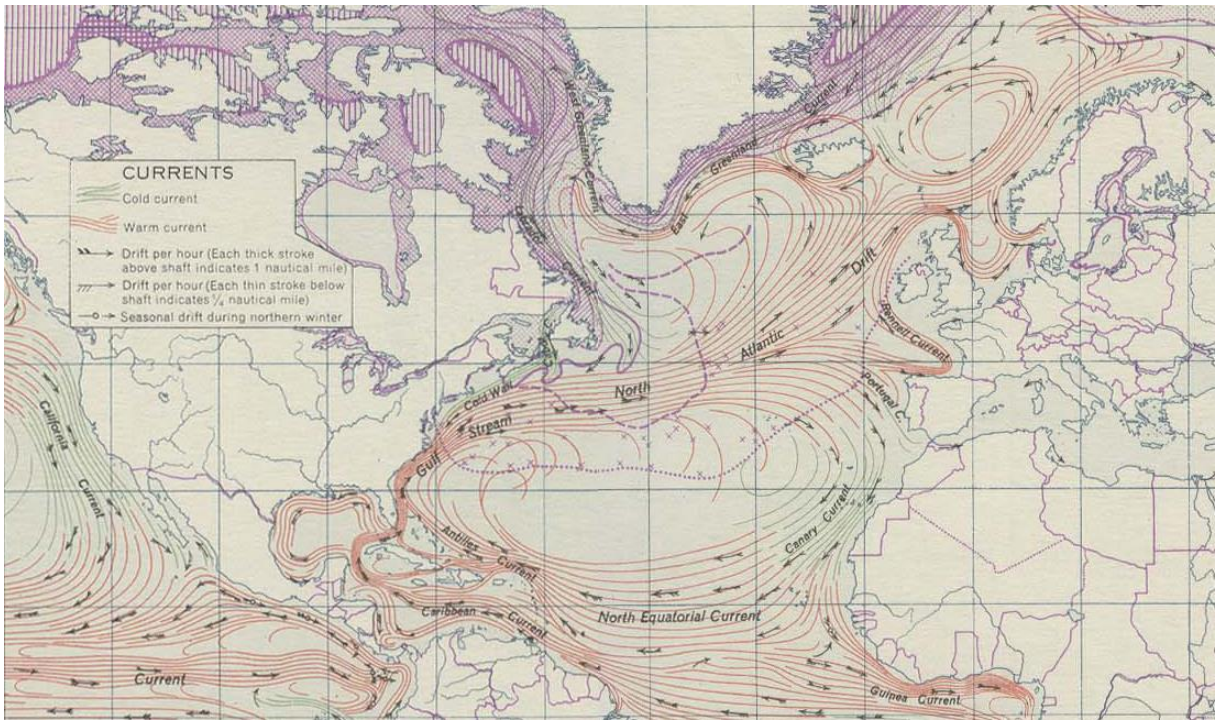


Fig. 24 Deplasarea curentului cald - Golf Stream –ce pătrunde din Atlanticul de Nord în Oceanul Arctic (sursa: internet).

Desigur că, deşi aceste ipoteze au în vedere doar regiunile polare nordice, apariţia calotelor de aici ar fi putut declanşa răcirea climatică generală, cu manifestarea perioadelor glaciare şi în alte regiuni.

Rezumat

Din cele expuse rezultă că lumea ştiinţifică nu dispune de o ipoteză satisfăcătoare pentru explicarea glaciaţiei cuaternare. Faptul că au fost luate în considerare cauze disparate, clasificate în funcţie de originea lor în astronomice şi terestre, precum şi multitudinea factorilor care au condus la producerea fenomenului glaciar, face ca mecanismul declaşării lui să fie greu de explicat.

Test de autoevaluare

1. Cauzele care au determinat variaţiile climatice în Cuaternar sunt de origine:
   a. terestră;
   b. astronomică;
   c. numai de origine terestră;
   d. numai de origine astronomică.
2. Cauzele astronomice care au provocat schimbări climatice în Cuaternar sunt:
   a. precesia echinocţiilor; excentricitatea orbitei terestre; înclinarea axei polilor; deriva continentelor;
   b. variaţia constantei solare; impactul unor meteoriţi giganţi; modificarea cantităţii de CO_2 ;
   c. precesia echinocţiilor; excentricitatea orbitei terestre; înclinarea axei polilor; variaţia constantei solare; impactul unor meteoriţi giganţi.
3. Creşterea valorii constantei solare în Cuaternar se presupune că ar fi generat:
   a. creşterea cantităţii de precipitaţii şi topirea gheţurilor;
   b. reducerea cantităţii de precipitaţii şi instalarea îngheţului.

4. Cauzele terestre care au provocat schimbări climatice în Cuaternar sunt:
   a. modificarea cantităţii de CO_2 ; prezenţa cenuşilor vulcanice în atmosferă; înălţarea reliefului;
   b. deriva continentelor; modificarea morfologiei Oceanului Planetar şi a configuraţiei curenţilor oceanici;
   c. modificarea cantităţii de CO_2 ; prezenţa cenuşilor vulcanice în atmosferă; înălţarea reliefului; deriva continentelor; modificarea morfologiei Oceanului Planetar şi a configuraţiei curenţilor oceanici;
5. Înălţarea reliefului de către mişcările alpine ale crustei terestre a generat:
   a. apariţia gheţarilor montani;
   b. apariţia calotelor glaciare din zonele polare cu altitudini mici.
6. Valoarea constantei solare este de:
   a. 3 cal/cm^2 pe minut;
   b. 2 cal/cm^2 pe minut;
   c. 1 cal/cm^2 pe minut.
7. Explicaţi relaţia dintre modificarea cantităţii de CO_2 şi climă.

Miniglosar

- **ecliptică,** orbita imaginară descrisă de Soare în mişcarea lui anuală aparentă pe sfera cerească;
- **excentricitate**, schimbare a orbitei Pământului în jurul Soarelui de la aproape circulară la eliptică, în perioade de 100 000 şi 400 000 ani;
- **glaciar**, perioadă caracterizată prin procese succesive de avansare şi retragere a calotelor glaciare şi a gheţarilor în zonele regiunilor polare şi la mari latitudini;
- **interglaciar,** o fază mai caldă care separă glaciaţiile şi care conduce la retragerea (topirea) gheţarilor;
- **interpluvial**, o fază climatică mai uscată;
- **pluvial**, fază climatică mai umedă, îndeosebi la latitudini mici, corespunzând cu o perioadă interglaciară;
- **precesia echinocţiilor,** decalajul în timp al revenirii Pământului în poziţia de echinox, care se face înaintea încheierii unui an; cauza precesiei este mişcarea sinusoidală a axei Pământului în jurul unei poziţii medii realizată în cca 26 000 ani.

Bibliografie minimală

Anastasiu N., Mutihac V., Grigorescu D., Popescu G. (2007) – *Dicţionar de geologie.* Ed. Didactică şi Pedagogică, R.A., 320 p., Bucureşti.

Anderson D. E., Goudie A. S., Parker A. (2007) – *Global Environments through the Quaternary. Exploring Environmental Change.* Oxford University Press, 358 p.

Pomerol V., Babin C., Lancelot I., Le Pichon X., Rat P. (1980) – *Stratigraphie et paleogéographie. Principes et methods*. Doin Editeurs Paris.

Pomerol C., Lagabrielle Y., Renard M. (2002) – *Éléments de géologie.* Dunod, Masson Sciences, Paris, 746 p.

Skinner J. B., Porter S. C. (2000) – *The Dynamic Earth. An Introduction to Physical Geology*. John Willey and Sons, Inc., New York, Chichester, Weinheim, Brisbane, Singapore, Toronto, 575 p.

Unitatea de învăţare 4
VARIAŢII CUATERNARE ALE CRUSTEI TERESTRE

Cuprins

4.1. Introducere
4.2 Competenţele unităţii de învăţare
4.3 Cauze interne
4.4 Cauze externe
Rezumat
Test de autoevaluare
Miniglosar

4.1. Introducere

Crusta terestră a fost supusă permanent modificărilor în timpul tuturor erelor geologice. În Cuaternar, într-un timp relativ scurt de 1,8 M.a., crusta terestră a fost afectată de procese specifice cum ar fi: glaciaţiile, eustatismul, procesele exogene etc. Toate acestea s-au manifestat ca urmare a conlucrării a două tipuri de cauze: interne şi externe.

4.2. Competenţele unităţii de învăţare

La finalul parcurgerii acestei unităţi de învăţare, studentul va fi capabil să explice şi să descrie o serie de cauze interne și externe care au declanșat modificările climatice de la nivelul ultimei perioade din evoluția geologică a Pământului.

Durata de parcurgere a unităţii de învăţare este de 2 ore.

4.3. Cauze interne

Cauzele interne care au condus la modificări lae crustei terestre în Cuaternar au generat mişcările tectonice şi fenomenele vulcanice.

4.3.1. Mişcările tectonice sunt cunoscute prin fazele Valahă (în Europa) şi Pasadeniană (în America) ale orogenezei alpine. Manifestarea şi efectele acestora sunt mult mai restrânse faţă de alte faze ale aceleiaşi orogeneze, ele ducând la cutări slabe la periferia orogenului în Subcarpaţi (România), în alte zone din Eurasia, nord-vestul Africii, America de Nord (orogeneza Coast Ranges). Spre deosebire de alte faze, în Cuaternar mişcările de cutare au avut localizări restrânse, amploare mare înregistrând mişcările oscilatorii cu caracter general. În cadrul acestora au predominat mişcările de înălţare, care uneori au atins 1000 - 1500 m, fapt ce a fost dovedit de sedimentele marine cuaternare găsite la asemenea altitudini.

Exemple. Astfel, M. Campy (1981) afirmă că în Pleistocenul superior Alpii s-ar fi înălţat cu circa 300 m, iar Himalaya cu circa 3000 m. Ridicări de acest gen au fost semnalate şi în alte regiuni după cum urmează:

- în Calabria (sudul Peninsulei Italia) Masivul Aspromonte s-a ridicat cu 800 – 1000 m, lucru dovedit de terasele marine paleopleistocene;
- în Africa Masivul Kenyan s-a înălţat cu 1500 m;
- pe continentul australian a avut loc o ridicare în bloc, mărturie fiind liniile de ţărm înălţate la 128 m şi a căror vârstă este de 1,65 Ma.

Predominarea mişcărilor de ridicare nu a împiedicat manifestarea mişcărilor de coborâre ce au avut ca principal efect formarea unor *depresiuni.*

Exemple. Astfel în estul Africii s-a accentuat Depresiunea Danakil din Afar (prin scufundare, abrupturile se înalţă cu 1 mm/an), în ea pătrunzând apele Mării Roşii şi formând un golf lung de 250 km, îndeosebi în perioada 200 000 – 80 000 ani B.P.

Pentru bazinul Mediteranei este de semnalat scufundarea ce a avut ca efect dispariţia punţii continentale din Mediterana Occidentală şi dispariţia Egeidei.

Zonele de orogen, supuse preponderent mişcărilor de ridicare în ansamblu, au fost afectate de unele mişcări negative ce au avut drept rezultat formarea unor depresiuni (Depresiunea Braşov). Mişcările de scufundare au avut o viteză de 80 m/1000 ani la nivelul Neopleistocenului şi 150 m/1000 ani în timpul Holocenului.

Manifestarea mişcărilor oscilatorii s-a făcut simţită şi în regiunile de platformă, unde combinate cu glacioeustatismul, au contribuit la modificări paleogeografice importante prin transgresiuni, regresiuni sau formarea de terase fluviale. Astfel de manifestări au fost puse în evidenţă în Scutul Baltic, PlatformeleCanadiană, Siberiană etc.

4.3.2. Vulcanismul cuaternar s-a manifestat intens în regiunile de orogen tânăr, respectiv în Apenini, Carpaţi, Caucaz, Kamceatka, Cordiliera Nord-Americană, Anzi. Vulcanii din insulele Atlanticului, Mediteranei şi Lanţului de Foc al Pacificului au fost deosebit de activi în această perioadă (Fig. 25). Erupţii vulcanice au avut loc însă şi în regiuni de cutări vechi sau de platformă. Astfel amintim erupţiile din Masivul Central Francez, din Munţii Eifel (Germania), din estul şi vestul Africii etc.

În Cuaternarul inferior se încheie activitatea vulcanică din partea internă a Carpaţilor Orientali (Gutâi – Bârgău – Călimani – Harghita) care începuse în Badenian, precum şi vulcanismul din Munţii Apuseni de pe aliniamentul Brad – Săcărâmb, Zlatna – Almaş, Bucium – Roşia Montană şi Deva – Căpâlnaş, zonă cunoscută sub denumirea de *patrulaterul aurifer al Apusenilor.*

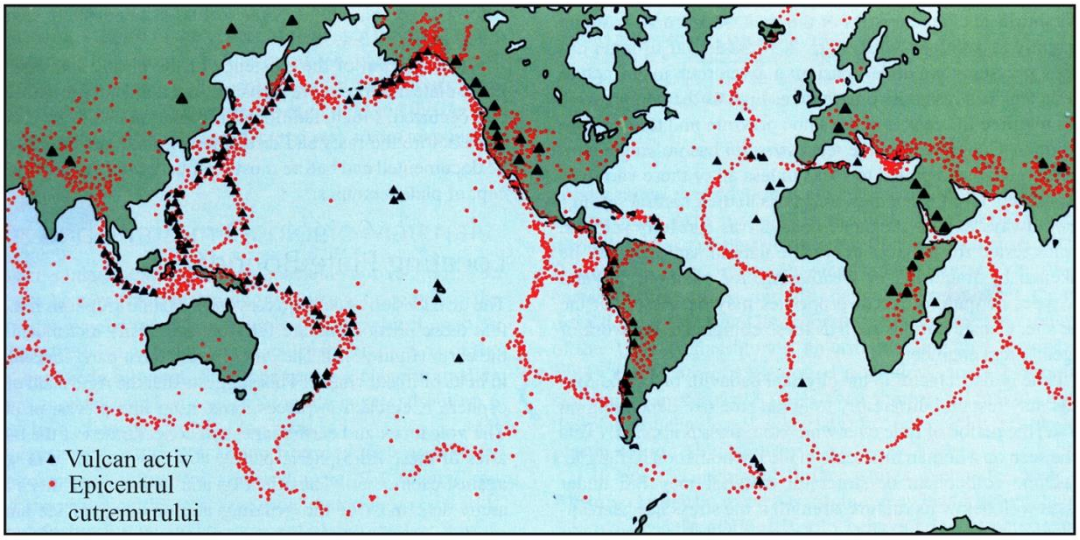


Fig. 25. Localizarea vulcanilor şi cutremurelor pe globul terestru (sursa: internet).

Să ne reamintim

Procesele geologice endogene care au condus la modificări ale crustei terestre în Cuaternar au generat mişcările tectonice şi fenomenele vulcanice. Mişcările tectonice s-au produs în timpul a două evenimente principale ale orogenezei alpine, numite Valahă, în Europa, şi Pasadeniană, în America. Mişcările de cutare au avut localizări restrânse, amploare mare înregistrând mişcările oscilatorii cu caracter general. În cadrul acestora au predominat mişcările de înălţare, în unele regiuni, iar în altele de coborâre ce au avut ca rezultat formarea unor depresiuni. Vulcanismul s-a manifestat în regiunile de orogen tânăr ridicat în orogeneza alpină.

4.4. Cauze externe

Acţiunea acestor cauze s-a manifestat prin procese de alterare, dezagregare, transport şi sedimentare care au avut loc la nivelul Cuaternarului. Acestea au fost marcate de prezenţa gheţarilor de calotă şi a gheţarilor montani ce acopereau mari suprafeţe supuse eroziunii glaciare prin mişcarea lentă a maselor de gheaţă.

În zonele periglaciare, datorită alternanţei îngheţ – dezgheţ, rocile sunt puternic dezagregate rezultând grohotişuri. Aceste grohotişuri formează ”mări de blocuri” după retragerea gheţarilor. Gama proceselor periglaciare este foarte variată având ca rezultat depozite cu structuri specifice (depozite de versant cu stratificaţie ritmică, solurile poligonale (Fig. 26), plicaţiile, involuţiile, solifluxiunile, terase de crioplanaţie etc.) şi cu anumite forme de relief. Urmele modelării periglaciare sunt semnalate pe zone foarte întinse în nordul Europei, Asiei, America de Nord, dar şi în regiunile montane din toate ariile climatice în funcţie de altitudine.

Fig. 26 Sol poligonal ilustrând dispunerea galeţilor deasupra celulelor de convecţie. Diametrul poligoanelor este de aproximativ 50 cm (Pomerol et al., 2002).

Rezultatul modelării glaciare din timpul Cuaternarului este apariţia a două tipuri de forme de relief:

- forme sculpturale, reprezentate prin circuri glaciare, creste alpine, depresiuni;
- forme de acumulare, reprezenate prin depozite glaciare sub formă de morene de diverse tipuri şi depozite fluvio–glaciare rezultate în urma topirii gheţarilor.

Exemple. Zonele cu cele mai vizibile urme ale modelării glaciare sunt în Câmpia Germano – Polonă, Câmpia Rusă, Insulele Britanice, Peninsula Scandinavică, Câmpia Canadiană şi în regiunile muntoase.

Ca urmare a glaciaţiei, modelarea fluvială şi-a restrâns arealul, continuând în timpul Cuaternarului prin adâncirea văilor şi crearea sistemelor de terase. În acest sens sunt de semnalat terasele din Munţii Tian San situate la altitudini relative diferite şi având vârste diferite. Astfel terasele situate la altitudini relative de 140 – 400 m s-au format în Paleopleistocen, cele de 100 – 140 m în Neopleistocen. În România terase pleistocene cu altitudini de 270 m sunt semnalate în Carpaţii Orientali şi de peste 300 m în Subcarpaţii Curburii.

Datorită nivelului scăzut al mărilor, numeroase râuri şi fluvii şi-au adâncit mult văile sub talvegul actual, ulterior colmatându-se cu aluviuni. Astfel de **exemple** sunt:

- Mississippi şi-a adâncit albia cu 70 m în perioada glaciară Wisconsin (Würm), când nivelul marin era cu 120 m sub cel actual;
- Enisei a avut un şenal adâncit la circa 340 m;
- Bistriţa a fost adâncită cu circa 20 m, ulterior fiind colmatată cu un strat de prundişuri de peste 40 m grosime în care au fost sculptate terasele de 20 – 25 m şi 10 – 12 m.

Transportul şi depunerea materialului aluvionar în golfuri puţin adânci sau lacuri a avut ca rezultat **formarea de delte şi câmpii aluviale**.

Exemple Dintre acestea amintim: Câmpia Mississippi, Câmpia Padului, Câmpia Indo-Gangetică, Marea Câmpie Chineză, Câmpia Română, Câmpia Tisei etc.

În cazul bazinelor marine sedimentarea a fost activă datorită volumului mare de material transportat prin intermediul fluviilor, calotelor şi într-o mai mică măsură de iceberguri.

Datele de foraj realizate în şelful Mării Negre dovedesc o rată a sedimentării deosebit de activă în Cuaternar; astfel în intervalul de adâncime 1435 – 2115 m forajul 380 executat de nava Glomar Challenger a străbătut 680 m de sedimente pleistocene.

În perioadele interpluviale a fost favorizată modelarea eoliană cu precădere în regiunile tropicale şi subtropicale, dar şi în unele regiuni de la latitudini mai mari. Astfel au rezultat forme de relief specifice modelării eoliene (mări de nisip - fig. 27, dune, pavaje de deflaţie – fig. 28, etc.) din regiunile deşertice, dar şi unele depozite de loess în regiuni situate la periferia marelor calote glaciare.

Fig. 27 O mare de nisip din deşertul Takla Makan din centrul Chinei se află la mii de kilometri de sursele oceanice de precipitaţii (Skinner & Porter, 2000).

Fig. 28 Pavaj de deflaţie în Valea Searles, California, ce constă dintr-un strat de pietrişgrosier care acoperă sedimentul fin şi impiedică deflaţia (Skinner & Porter, 2000).

Dune fosile au fost identificate în nordul Indiei, în Pakistan (zona Văii Las Belas), în Africa, în nordul şi sudul Americii (fig. 29), în Australia.

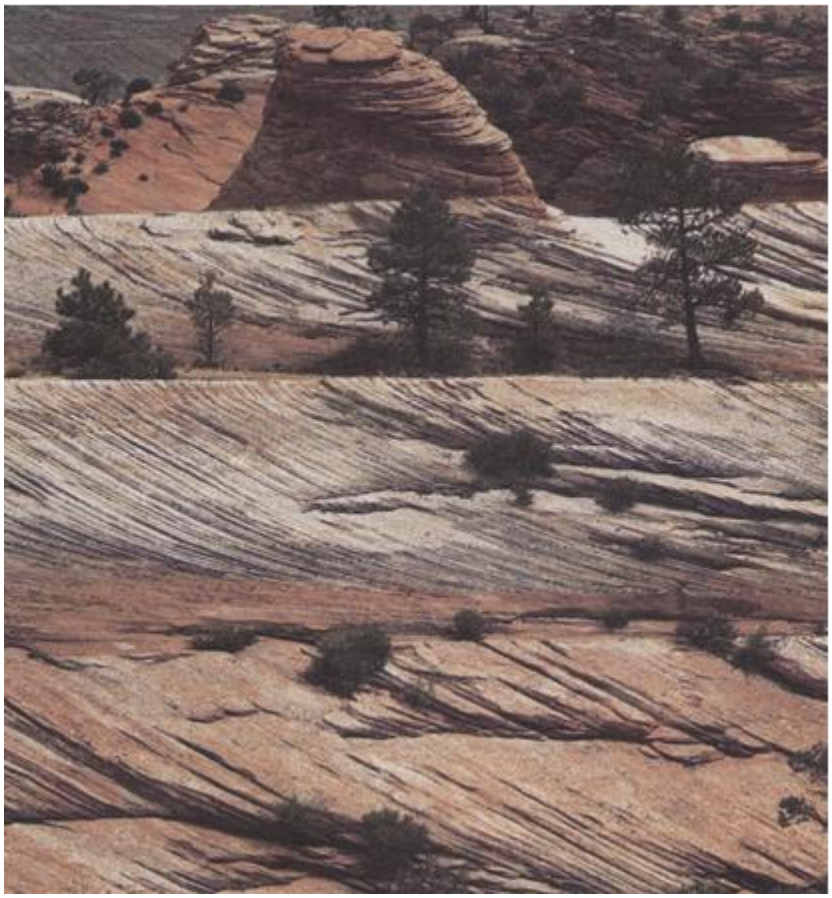


Fig. 29 Dune fosile de nisip transformate în gresii aflorează pe areale întinse în Parcul Naţional Zion, Utah. Înclinarea stratelor spre dreapta arată direcţia predominantă a vântului când dunele erau active (Skinner & Porter, 2000).

Rezumat

Acţiunea cauzelor exogene ce au generat modificări ale crustei terestre s-a manifestat prin procese de alterare, dezagregare, transport şi sedimentare care au avut loc la nivelul Cuaternarului. Acestea au fost marcate de prezenţa gheţarilor de calotă şi a gheţarilor montani ce acopereau mari suprafeţe supuse eroziunii glaciare prin mişcarea lentă a maselor de gheaţă. Rezultatul modelărilor periglaciare, glaciare, fluviale și eoliene constă în apariția diferitelor forme de relief răspândite pe tot cuprinsul globului terestru.

Test de autoevaluare

1. Ultima orogeneză care s-a manifestat în Cuaternar se numeşte:
   a. alpină;
   b. hercinică;
   c. variscă.
2. Faza orogenică care s-au manifestat în America se numeşte:
   a. Pasadeniană;
   b. Valahă.
3. Faza orogenică care s-au manifestat în Europa se numeşte:
   a. Pasadeniană;
   b. Valahă.
4. Efectele fazelor orogenice asupra reliefului au fost:
   a. mişcări de înălţare a reliefului;
   b. mişcări de coborâre ale reliefului.

5. Manifestarea mişcărilor oscilatorii ale crustei terestre s-a făcut simţită în:
   a. numai în regiunile de platformă;
   b. numai în regiunile de orogen;
   c. atât în regiunile de platform cât şi în cel de orogen.
6. Vulcanismul cuaternar s-a manifestat în:
   a. regiunile de orogen tânăr;
   b. regiunile de cutări vechi;
   c. regiunile de platformă.
7. Rezultatul modelării glaciare în Cuaternar este apariţia:
   a. formelor sculpturale, reprezentate prin circuri glaciare, creste alpine, depresiuni;
   b. forme de acumularelor, reprezentate prin depozite glaciare sub formă de morene de diverse tipuri şi depozite fluvio–glaciare.
8. În perioadele interpluviale în regiunile tropicale şi subtropicale a fost favorizată:
   a. modelaria glaciară;
   b. modelarea eoliană;
   c. modelarea fluvială.
9. Formele de relief specifice modelării eoliene sunt:
   a. mări de nisip, dune, pavaje de deflaţie din regiunile deşertice;
   b. depozite de loess în regiuni situate la periferia marelor calote glaciare.

Miniglosar

- **deflaţie,** procesul de antrenare eoliană a particulelor rezultate din dezagregarea rocilor; fenomenul este activ în ţinuturile deşertice;
- **morene,** material detritic provenit din eroziunea pereţilor văii glaciare, inclus în masa de gheaţă şi depus la topirea gheţarului;
- **pavaj de deflaţie,** formă de eroziune eoliană ce constă din concentrări de galeţi cu aspect de pavaj care acoperă suprafeţe întinse de deşert;
- **periglaciar,** regiune din jurul calotelor glaciare în care au loc procese de dezagregare, eroziune, transport şi depunere, specifice climatului rece, înghețului şi dezgheţului alternativ;
- **plicaţie,** cutare de mică intensitate a unui depozit sedimentar;
- **solifluxiune**, proces de curgere lentă a păturii superficiale de sol sau materialul, saturat cu apă, dezagregat în timpul dezgheţului, pe un substrat îngheţat şi o pantă cu înclinare mică;
- **terase de crioplanaţie (terase de antiplanaţie),** sunt suprafeţe cu înclinări mici care apar pe culmile montane sau la partea superioară a versanţilor ca urmare a retragerii abrupturilor datorită proceselor de îngheţ – dezgheţ.

Bibliografie minimală

Anastasiu N., Mutihac V., Grigorescu D., Popescu G. (2007) – *Dicţionar de geologie.* Ed. Didactică şi Pedagogică, R.A., 320 p., Bucureşti.

Anderson D. E., Goudie A. S., Parker A. (2007) – *Global Environments through the Quaternary. Exploring Environmental Change.* Oxford University Press, 358 p.

Ehlers J. (1996) – *Quaternary and Glacial Geology*. John Willey Sons, Inc., Chichester. New York. Brisbane. Toronto. Singapore, 549 p.

Elmi S., Babin C., (2002) – *Histoire de la Terre.* Dunod, Masson Sciences, Paris, 222 p.

Pomerol V., Babin C., Lancelot I., Le Pichon X., Rat P. (1980) – *Stratigraphie et paleogéographie. Principes et methods*. Doin Editeurs Paris.

Pomerol C., Lagabrielle Y., Renard M. (2002) – *Éléments de géologie.* Dunod, Masson Sciences, Paris, 746 p.

Skinner J. B., Porter S. C. (2000) – *The Dynamic Earth. An Introduction to Physical Geology*. John Willey and Sons, Inc., New York, Chichester, Weinheim, Brisbane, Singapore, Toronto, 575 p.

Unitatea de învăţare 5
MODIFICĂRI ALE HIDROSFEREI ÎN CUATERNAR

Cuprins

5.1. Introducere
5.2 Competenţele unităţii de învăţare
5.3Modificări ale Oceanului Planetar
5.4Modificări ale apelor continentale
Rezumat
Test de autoevaluare
Miniglosar

5.1. Introducere

Crusta terestră a fost supusă permanent modificărilor în timpul tuturor erelor geologice. Variaţiile climatice rapide şi intense au produs în Cuaternar, o serie procese specifice cum ar fi glaciaţiile, eustatismul, cu efecte importante asupra caracteristicilor fizice şi chimice asupra apelor Oceanului Planetar.

5.2. Competenţele unităţii de învăţare

La finalul parcurgerii acestei unităţi de învăţare, studentul va fi capabil să explice şi să descrie o serie de modificări înregistrate de apele Oceanului Planetar şi ale celor continentale.

Durata de parcurgere a unităţii de învăţare este de 4 ore.

5.3. Modificări ale Oceanului Planetar

5.3.1. Variaţiile nivelului marin

Factorii climatici, dar şi cei tectonici, au provocat mari schimbări ale hidrosferei. Variaţiile climatice importante de la nivelul Cuaternarului au condus la apariţia *hidrosferei solide* prin transferul unei mari cantităţi de apă din domeniul marin în domeniul continental prin intermediul precipitaţiilor.

Hidrosfera solidă cuprindea circa 55 milioane km^3 de gheaţă, la care se adăugau apele din lacuri, pânze freatice şi râurile formate în perioadele pluviale. Transferul unui volum mare de apă din domeniul marin în domeniul continental a dus la scăderea nivelului Oceanului Planetar cu circa 120 – 150 m faţă de nivelul actual.

În prezent în Antarctica sunt blocate încă 23 – 30 milioane km^3 de gheaţă prin topirea cărora nivelul Oceanului Planetar ar mai creşte cu aproximativ 50 – 60 m, fapt ce ar

determina extinderea suprafeţei lui cu 12 – 20 milioane km^2 (circa 8 – 14% din suprafaţa uscatului actual). De asemenea prin topirea gheţii din Groenlanda, care cuprinde 2,7 milioane km^3, nivelul Oceanului Planetar ar creşte cu 6 - 7 m.

Calculele făcute arată că nivelul mărilor în perioada actuală creşte cu 11 cm/secol, variaţii foarte mici în comparaţie cu cele de la nivelul Cuaternarului cînd se produceau cu o viteză de 10 ori mai mare (100 – 200 m în 10 000 – 20 000 ani).

Poziţiile unor vechi linii de ţărm evidenţiază variaţiile mari ale nivelului marin din timpul Cuaternarului. Astfel în largul coastelor portugheze există o platformă submarină la 120 – 140 m adâncime indicând nivelul Atlanticului de acum 18 000 ani. Asemenea indicii se mai găsesc în zona Insulelor Barbados (Antilele Mici) şi în Marea Mediterană. Pe ţărmurile Mării Mediterane au fost identificate mai multe terase situate la aproximativ 180 – 200 m, 100 m, 60 m, 30 m, 15 m deasupra nivelului actual al mării.

Înălţimea relativă a teraselor cuaternare nu este aceeaşi pretutindeni, fapt care demonstrează că mişcările tectonice au avut amploare diferită de înălţare.

Scăderea maximă a nivelului Oceanului Planetar a fost de 120 – 130 m sub cel actual şi a avut loc acum 18000 ani, iar nivelul maxim a fost atins în ultima perioadă interglaciară Eemian, când temperatura a fost mai ridicată decât în prezent. Atunci transgresiunea marină a determinat inundarea unor vaste teritorii începând din Olanda, Câmpia Germano - Polonă, nord - vestul Câmpiei Ruse până la Marea Albă şi sudul Finlandei.

Transgresiuni marine au fost semnalate de asemenea în nordul Americii de Nord pe ţărmul Alaskăi şi pe ţărmul estic al Americii de Sud.

Coborârea nivelului marin în Cuaternar, ca urmare a glaciaţiilor cât şi a ridicărilor tectonice, a produs exondarea unor părţi însemnate de şelf, cu lăţimi de zeci sau sute de metri în funcţie de panta acestuia. Dovada unor astfel de exondări o constituie văile submerse în continuarea unor râuri. Şelful Mării Negre, în dreptul braţului Sf. Gheorghe al Dunării, are o vale submersă pe o lungime de 80 km până la adâncimea de 72 m.

Astfel de **exemple** sunt date şi pentru alte puncte de pe glob:

- Nistrul se continuă cu o vale submersă de peste 10 km până la adâncimea de 45 m;
- Valea Padului se continuă în Marea Adriatică cu o vale submersă de 250 km, pînă la 250 m adâncime;
- Valea Rinului se continuă în Marea Nordului cu o vale submersă de 720 km, pînă la 90 m adâncime;
- Valea dintre Insulele Borneo şi Peninsula Malaca se continuă cu o vale submersă de 1000 km, pînă la 90 m adâncime.

Scăderea generală a nivelului Oceanului Planetar a produs dispariţia unor strâmtori (Bering) care au permis migrarea faunei terestre şi a omului. Marea Mediterană a fost separată de o punte continentală ce lega Africa şi Europa prin Peninsula Italică, Sicilia şi Malta în două bazine: unul occidental, care comunica cu Atlanticul şi altul oriental.

Mişcările de înălţare ale scoarţei terestre au condus la întreruperea comunicării Oceanului Atlantic cu Oceanul Pacific prin apariţia istmului Panama. Tot datorită acestui fapt s-a produs exondarea pragurilor din nord-estul Atlanticului întrerupând legătura cu Oceanul Arctic.

Un caz particular îl constituie evoluţia Mării Caspice. Cu toate că nu a avut legătură cu Oceanul Planetar, Marea Caspică a înregistrat extinderi şi retrageri faţă de nivelul actual de aproximativ 130 m (ridicări de nivel de +78 m faţă de cel actual şi coborâri la –52 m faţă de cel actual).

Transgresiunile Mării Caspice s-au produs în contratimp cu cele ale Oceanului Planetar. În fazele interglaciare nivelul mării creştea ca urmare a unui aport mai mare de apă provenită din topirea gheţarilor, iar în fazele glaciare nivelul

mai mare decât actualul Lac Michigan, având adâncimea de 370 m şi suprafaţa de 51 640 km^2 . A fost predecesorul actualului Mare Lac Sărat (Great Salt Lake) amplasat pe circa jumătate din suprafaţa statului Utah şi o parte din cea a statelor Nevada şi Idaho. Vechile linii de ţărm ale Marelui Lac Sărat se întâlnesc la 315 m, 190 m şi 100 m deasupra nivelului său actual. Studiile făcute asupra sedimentelor din partea centrală a lacului şi asupra liniilor de ţărm relicte arată schimbări dramatice în evoluţia sistemului paleolacustru. După 130 000 ani B.P. s-a instalat o perioadă prelungită a nivelului scăzut fapt ce a permis dezvoltarea paleosolurilor până aproape de 30 000 B.P. când lacul a început să crească. Această creştere a fost stopată în intervalul 23 000 – 20 000 ani B.P. când apele lacului au devenit puţin sărate ocupând 24 000 km^2 şi s-au format una sau mai multe linii de ţărm. După 20 000 ani

În Orientul apropiat, Marea Moartă a avut o extindere mai mare (circa 220 km lungime) incluzând şi Lacul Tiberiada. În intervalele 60 000 – 18 000 ani B.P. şi 18 000 – 10 000 ani B.P. nivelul s-a ridicat la –180 m (astăzi are nivelul la –384 m), iar salinitatea a scăzut până la 13,5‰, faţă de cea actuală de 32%.

În Asia Centrală, sistemul lacustru Aral – Caspic a fost de asemenea mult extins. În câteva rânduri în timpul Pleistocenului superior (Valdai superior), nivelul lacului a atins nivelul 0 m (nivelul global al mării) comparativ cu cel actual de -27 m, inundând o suprafaţă uriaşă mai ales spre nord. În perioada Valdai inferior (perioadă de evoluţie proprie a sistemului mai sus amintit) nivelul lacului a fost şi mai extins , ajungând la aproape +50 m deasupra nivelului mării, fapt ce a determinat unirea Caspicii cu Aralul, întins pe 1300 km mai sus de actuala gură de vărsare a fliviului Volga şi acoperind un areal de peste 1,1 milioane km^2 (comparativ cu cei 400 000 km^2 actuali). În Holocen Regresiunile au avut loc în timpul interglaciaţii, nivelul Caspicii în Holocenul timpuriu scăzând la atingând -50 până la -60 m.

Lacurile din vestul Mongoliei au cunoscut variaţii de nivel şi transgresiuni pluviale, cele mai mari având loc în timpul optimelor interglaciare. Acestea erau inevitabil însoţite şi de regresiuni, unele având loc în timpul optimelor glaciare.

În timpul perioadei glaciare Samorovo, spre partea sudică a Câmpiei Siberiene Apusene s-au format lacuri şi mlaştini la periferia calotei de gheaţă. Se presupune că aceste lacuri ar fi fost drenate spre sud-vest, pe valea Tobolului şi prin “Canalul Turgai”, către Lacul Aral.

În Australia a existat un mare lac pluvial numit Lacul Dieri, din care a rămas în prezent Lacul Eyre (centrul Australiei), ce era cu 56 m mai întins faţă de suprafaţa actuală.

5.4.2. Modificări ale apelor subterane

Acestea pot fi deduse logic din considerarea condiţiilor fizico-geografice din Cuaternar. Astfel manifestarea perioadelor pluviale a favorizat alimentarea apelor subterane. În regiunile cu îngheţ peren (permafrost), alimentarea apelor subterane a fost deficitară, ca şi în regiunile ocupate de calote. Pe de altă parte, regiunile acoperite cu material morenaic au permis acumularea unor cantităţi de apă freatică în perioadele interglaciare.

Rezumat

Acţiunea cauzelor exogene ce au generat modificări ale crustei terestre s-a manifestat prin procese de alterare, dezagregare, transport şi sedimentare care au avut loc la nivelul Cuaternarului. Acestea au fost marcate de prezenţa gheţarilor de calotă şi a gheţarilor montani ce acopereau mari suprafeţe supuse eroziunii glaciare prin mişcarea lentă

a maselor de gheaţă. Rezultatul modelărilor periglaciare, glaciare, fluviale şi eoliene constă în apariţia diferitelor forme de relief răspândite pe tot cuprinsul globului terestru.

Test de autoevaluare

1. Nivelul mărilor în Actual creşte cu :
   a. 11 cm/secol;
   b. 30 cm/secol;
   c. 50 cm/secol.
2. Oceanul Planetar a înregistrat nivelul minim:
   a. acum 18 000 ani;
   b. acum 8 000 ani;
   c. acum 11 000 ani.
3. Oceanul Planetar a înregistrat nivelul maxim în:
   a. Holocen;
   b. perioada interglaciară Eemian;
   c. Miocen.
4. Scăderea nivelului Oceanului Planetar şi mişcările de înălţare ale crustei au generat:
   a. ridicarea unor praguri;
   b. dispariţia unor strâmtori;
   c. migraţii ale elementelor de floră, faună;
   d. migraţii ale omului.
5. Salinitatea apelor oceanice a crescut în perioadele glaciare:
   a. până la 1‰;
   b. peste 1‰

Miniglosar

- **foraminifere,** organisme marine unicelulare care posedă o cochilie calcaroasă (test) utilizată în reconstituirea paleoclimatică;
- **permafrost,** înveliş superficial al scoarţei terestre permanent îngheţat ale cărei temperaturi sunt vreme îndelungată sub 0° C;
- **pradoline,** culoare depresionare străbătute iniţial de râuri orientate perpendicular pe direcţia de deplasare a gheţii care apoi au fost capatate parţial sau integral astfel încât numai local, cursurile de apă se dezvoltă pe traiectul depresiunii;
- **sapropel,** sediment mâlos, neconsolidat , bogat în substanţe organice (resturi vegetale, alge etc.), în curs de descompunere, acumulat pe fundul lacurişor şi mărilor, într-un medie anoxic(euxinic);
- **şelf (platformă continentală),** component al marginii continentale; este o zonă submersă cvasiplană, care se întinde de la ţărm spre larg, până la marginea de sus a povârnişului continental.

Bibliografie minimală

Anastasiu N., Mutihac V., Grigorescu D., Popescu G. (2007) – *Dicţionar de geologie.* Ed. Didactică şi Pedagogică, R.A., 320 p., Bucureşti.

Anderson D. E., Goudie A. S., Parker A. (2007) – *Global Environments through the Quaternary. Exploring Environmental Change.* Oxford University Press, 358 p.

Ehlers J. (1996) – *Quaternary and Glacial Geology*. John Willey Sons, Inc., Chichester. New York. Brisbane. Toronto. Singapore, 549 p.

Elmi S., Babin C., (2002) – *Histoire de la Terre.* Dunod, Masson Sciences, Paris, 222 p.

Petrescu I. (1990) – *Perioadele glaciare ale Pământului*. Ed. Tehnică, 251 p., Bucureşti.

Pişota I. (1971) – *Lacurile glaciare din Carpaţii Meridionali. Studiu hidrologic.* Ed. Academiei, Bucureşti.

Pomerol V., Babin C., Lancelot I., Le Pichon X., Rat P. (1980) – *Stratigraphie et paleogéographie. Principes et methods*. Doin Editeurs Paris.

Pomerol C., Lagabrielle Y., Renard M. (2002) – *Éléments de géologie.* Dunod, Masson Sciences, Paris, 746 p.

Skinner J. B., Porter S. C. (2000) – *The Dynamic Earth. An Introduction to Physical Geology*. John Willey and Sons, Inc., New York, Chichester, Weinheim, Brisbane, Singapore, Toronto, 575 p.

Unitatea de învăţare 6
DEPOZITE CUATERNARE

Cuprins

6.1 Introducere
6.2. Competenţele unităţii de învăţare
6.3. Depozitele de loess şi rocile loessoide
6.4. Depozite carbonatice
6.5. Depozite de turbă
Rezumat
Test de autoevaluare
Miniglosar

6.1. Introducere

În perioada cuaternară au existat condiţii favorabile acumulării de depozite sedimentare în domeniul marin şi continental. Aceste depozite sunt constituitedin roci loessoide, roci carboantice şi turbă.

6.2. Competenţele unităţii de învăţare

La finalul parcurgerii acestei unităţi de învăţare, studentul va fi capabil să explice şi să descrie caracteristicile litologice, mineralogice şi stratonomice ale depozitelor sedimentare acumulate în perioada cuaternară.

Durata de parcurgere a unităţii de învăţare este de 2 ore.

6.3. Depozitele de loess şi rocile loessoide

Loessul (termen provenit din limba germană Löse = poros, afânat) este o rocă detritică, siltică (nisipo-argiloasă), de culoare gălbuie, constituită din granule de cuarţ (60 - 70%), feldspaţi şi alte minerale aluminosilicatice (10 - 20%), calcit (10 - 40%). Culoarea loessului este dată de prezenţa limonitului.

Dimensiunile granulelor de loess sunt foarte diferite având diametre cuprinse între 0,6 - 0,001 mm, între care predomină cele de lut grosier (0,6 - 0,02 mm) care reprezintă 50 - 70% din masa rocii.

Calcitul se găseşte sub formă de pulbere diseminată în masa loessului, îmbrăcând granulele de cuarţ sau căptuşind pereţii numeroaselor microconcavităţi sau pori ai rocii. Apele de precipitaţie încărcate cu CO_2 mobilizează $CaCO_3$ spre baza profilului de sol unde

este depus sub formă de concreţiuni calcaroase numite „păpuşi de loess” (Fig. 31). Există şi cazuri în care $CaCO_3$ poate lipsi în totalitate din depozitele de loess.

Fig. 31 Concreţiuni calcaroase („păpuşi de loess”) formate frecvent în depozitele de loess (sursa: internet).

Alterarea mineralelor aluminosilicatice din loess duce la formarea mineralelor argiloase, care pot constitui uneori 5-6% din masa de loess. Într-o proporţie mai redusă loessul poate conţine: amfiboli, granaţi, turmalină, apatit, magnetit.

Loessul are două caracteristici care arată că a fost transportat şi apoi depozitat mai degrabă de vânt decât de râuri, în mediu marin sau lacustru: formează în aceeaşi măsură nivele uniforme (cuverturi), dealuri şi văi la diferite altitudini, şi apoi conţine plante şi animale fosile.

Loessul tipic este *lipsit de stratificaţiei* şi are o porozitate ridicată ce poate depăşi 50% (Fig. 32).

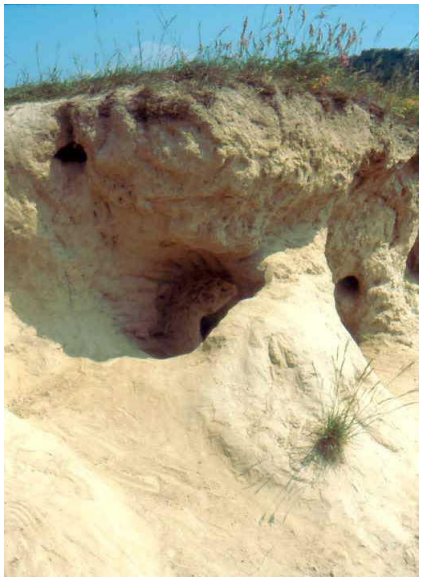


Fig. 32 Depozit de loess lipsit de stratificaţie (foto D.A.&L.G. Popescu).

Fig. 33 Versant abrupt în depozite de loess (sursa: internet).

În aflorimente depozitele de loess formează pante verticale, relativ stabile, asemănătoare cu cele formate de rocile puternic cimentate (Fig. 33). Această caracteristică caracteristică face *loessul stratificat de versant* din Ungaria şi Franţa şi *loessul lacustru* care este deosebit de compact. Depozitele de loess sunt străbătute de numeroase canalicule, care sunt de fapt urme ale rădăcinilor plantelor ierboase din timpul depunerii loessului. Prezenţa acestor canalicule favorizează desprinderea depozitelor loessoide în blocuri prismatice cu pereţi verticali.

Depozitele de loess nu au o constituţie granulometrică şi mineralogică uniformă pe verticală, remarcându-se niveluri de culoare diferită, unele mai argiloase, altele mai bogate în oxizi de fier sau humus. Acestea din urmă reprezintă nivele succesive de soluri fosile.

Ca resturi fosile în loess apar frecvent cochilii ale unor gastropode mici şi mai rar resturi ale unor rozătoare mici sau chiar ierbivore. Studiul faunei oferă indicii asupra condiţiilor climatice din momentul depunerii nivelelor de loess.

Dintre rocile loessoide importanţă prezintă: lehmurile, loessul remaniat şi aluviunile loessoide.

Lehmurile sunt roci provenite prin alterarea loessurilor sau a altor roci cum ar fi marnele şi argilele. Acţiunea apelor de infiltraţie care conduce la spălarea $CaCO_3$ este numită *decalcifiere*, proces ce determină alterarea mineralelor grosiere.

Loessul remaniat este mai compact decât loessul tipic, fiind rezultat prin spălarea şi redepunerea acestuia. În loessul remaniat pot apărea intercalaţii de material grosier reprezentat prin nisip sau pietriş.

Aluviunile loessoide sunt depozite siltice formate prin diageneza unor aluviuni pelito-arenitice. Uneori pot conţine intercalaţii de nisip şi pietriş.

Determinările de vârstă au arătat că loessul are o vechime medie de 0,9-2,4 Ma, existând mai rar depozite şi mai vechi ce ating 3,4 Ma.

6.3.1. Originea loessului şi a rocilor loessoide

O primă ipoteză asupra *originii loessului* este cea *eoliană* explicată prin faptul că loessul este lipsit de stratificaţie, are o anumită granulometrie, prezintă canalicule şi resturi fosile terestre. Această ipoteză a fost lansată de Ferdinand von Richthofen care s-a bazat pe studiile sale asupra loessului din China. Conform opiniei sale, loessul din China s-ar fi format prin acumularea prafului spulberat şi adus de vânt din deşerturile Asiei Centrale. Argumentarea acestei ipoteze a fost dată de A. S. Kes (1984) care a dovedit, prin numeroase analize granulometrice, că fracţiunea arenitică (nisipoasă) din loess are o pondere tot mai

redusă pe măsură ce creşte distanţa faţă de locul de origine, în acelaşi sens crescând ponderea fracţiunii pelitice (argiloase) fine.

Ideea originii eoliene a avut mai mulţi adepţi, unii cercetători susţinând că sursa de material pentru formarea loessului ar fi materialul morenaic şi fluvio-glaciar de la periferia se datorează particulelor fine care intră în componenţa loessului, atracţia moleculară dintre acestea fiind suficient de puternică încât să-l facă foarte coesiv. Excepţie de la această calotelor glaciare. Praful a fost purtat de vânturi până deasupra regiunilor de stepă din jurul zonelor periglaciare unde s-a depus treptat, îngropând plantele ierboase. Acest transport a fost favorizat de instalarea unor anticicloni puternici deasupra calotelor, care au provocat vânturi intense, divergente, dinspre calotă spre regiunile din jur purtând praful spulberat. Depozitele astfel formate constituie aşa numitul *loess de gheaţă* format în Pleistocenul superior.

În prezent sunt transportate mari cantităţi de praf din regiunile deşertice. Din Sahara praful transportat de curenţii de aer ajunge până în Europa şi Insula Groenlanda, iar din deşertul Karakum (Turkmenia) în Europa. Un asemenea fenomen s-a produs în primăvara anului 2007 când praful ridicat din deşertul mai sus amintit a fost transportat până deasupra României şi Ucrainei unde s-a depus sub forma unor pelicule fine, pelitice, de dimensiuni micronice şi culoare maronie.

Unii pedologi susţin *originea aluvială a loessului*. Factorul climatic a fost determinant în geneza loessului, de el depinzând regimul vântului, prezenţa vegetaţiei de stepă, precum şi menţinerea $CaCO_3$ în anumite condiţii de ariditate.

Originea rocilor loessoide este mult mai complexă, acestea putând proveni prin diageneza (alterarea) loessului sau prin epigeneza unor roci sedimentare (marne, argile nisipoase, aluviuni).

Multitudinea factorilor care concură la formarea şi depunerea loessului şi a rocilor loessoide conduc către o concluzie clară asupra genezei acestor tipuri de roci, aceea a genezei multiple. Cu alte cuvinte sunt nişte *roci poligenetice*.

6.3.2. Răspândirea loessului

Loessul şi rocile loessoide sunt întâlnite atât în zonele temperate cât şi în zone tropicale. Acest fapt se explică prin condiţiile climatice care au determinat formarea acestor tipuri de roci. Prezenţa loessului între 24° – 55° latitudine nordică şi sudică este influenţată de interferenţa factorilor cosmici şi tereştri din care rezultă un *indice de ariditate* ce trebuie să fie mai mare decât 1.

$I_a = R/L \cdot r$

I_a = indice de ariditate
R = bilanţ radiativ
L = căldura latentă de evaporare
r = cantitatea de precipitaţii

Dintre factorii tereştri, relieful are principalul rol în răspândirea loessului, deoarece acesta apare în special pe interfluvii, versanţi şi terase fluviale. Depozite de loess aflorează în diferite regiuni ale lumii.

Zona cu depozitele de loess cele mai caracteristice este Podişul de Loess (Fig. 34) situat în centrul Chinei (estul provinciei Guansu). Acesta ocupă o suprafaţă de 800 000 km^2, atingând pe alocuri grosimi de până la 335 m. Materialul din care s-au format aceste depozite de loess a fost adus de vânturile de nord (Ordas) şi de vest (Alasan), acumularea sa începând de mai bine de 2,5 Ma B.P. Sursa acestui loess a fost atribuită alterării rocilor din deşerturile situate în nordul Chinei şi Mongolia. Totuşi este greu de crezut că volumul mare al depozitelor de loess şi rata ridicată de sedimentare s-ar datora numai dezagregării. Cea mai mare parte a acestui sediment provine prin sfărâmarea rocilor sub acţiunea proceselor glaciare din gheţarii montani situaţi în centrul Chinei şi deflaţia particulelor fine astfel rezultate care au fost ulterior transportate de râuri în delte aluviale întinse şi pe fundul lacurilor secate din deşerturile adiacente.

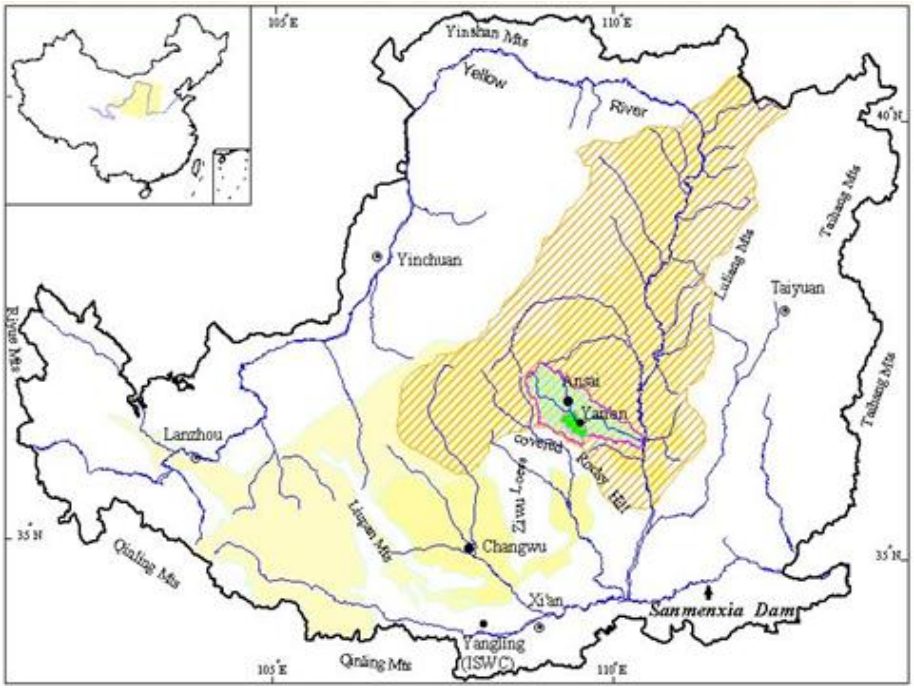


Fig. 34 Podişul de Loess este situate în partea centrală a Chinei, în estul provinciei Guansu (sursa: internet).

Studii amănunţite în Podişul de Loess au evidenţiat că depunerea loessului s-a făcut în 13 cicluri climatice cu 26 faze în care au alternat fazele calde cu cele reci (Fig. 35).

În China au fost separate 4 tipuri de loess:

- loess nisipos cu mai puţin de 10% particule sub 0,01 mm;
- loess nisipo-lutos cu mai puţin de 10-20% particule sub 0,01 mm;
- loess lutos cu mai puţin de 20-45% particule sub 0,01 mm;
- loess lutos peste 45% particule sub 0,01mm.
- loess lutos peste 45% particule sub 0,01mm.

Fig. 35 Loessul depozitat în timpul ultimei glaciaţii din China Centrală (Skinner & Porter, 2000).

În Asia Centrală depozitele de loess sunt slab reprezentate, aici evidenţiindu-se mai ales formaţiuni nisipoase deşertice sau formaţiuni grosiere aluviale şi deluviale cu terase ale căror altitudini relative ating 600 - 700 m (Tadjikistan).

În sudul Câmpiei Siberiei de Vest şi al Podişului Siberiei Centrale se găsesc mari întinderi acoperite de loess, acestea făcând legătura cu loessul din partea europeană a Rusiei cu care prezintă trăsături genetice comune. Din Siberia de Vest şi până în Ucraina loessul prezintă 8 nivele ce sunt separate de 7 intercalaţii de soluri fosile. Vârsta celui mai vechi nivel este de 1 Ma.

Loessul glaciar din America de Nord şi Europa. Loessul de origine glaciară este larg răspândit în partea mediană a Americii de Nord (Fig. 36) între Munţii Stâncoşi şi Munţii Appalaşi, de la Marile Lacuri şi până în Golful Mexic (Nebraska Fig. 37, Dakota de Sud, Iowa, Missouri şi Ilinois) ocupând aproximativ 4,2 milioane km^2 şi în Europa Est-Centrală (în special în Austria, Ungaria, Cehia, Slovacia, Belgia şi Franţa până în Munţii Pirinei).

Acest tip de loess are două caracteristici distincte. Prima este dată de formele şi compoziţiile chimice ale particulelor care formează acest sediment fin produs de acţiunea de

eroziune a gheţarilor. A doua caracteristică este grosimea mare a depozitelor de loess a căror sursă a fost siltul spulberat de pe văile vechi şi largi ale unor râuri (ca Mississippi (Fig. 38) şi Missouri în America de Nord şi Rinul şi Dunărea în Europa) formate în baza calotelor prin topirea gheţii. De aici se deduce că ariile de dincolo de marginile marilor calote glaciare pleistocene erau foarte reci şi cu vânturi puternice care favorizau deflaţia (spulberarea) particulelor fine din zonele inundabile ale reţelei hidrografice de origine glaciară.

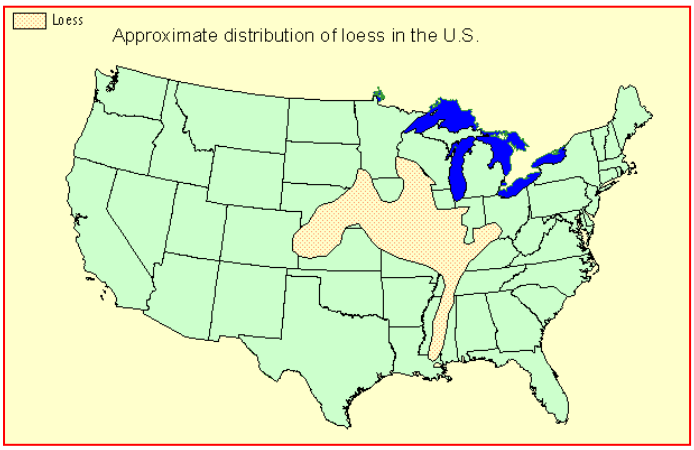


Fig. 36 Distribuţia depozitelor de loess din America de Nord (sursa: internet).

Acest proces era cu atât mai puternic cu cât în zonele respective vegetaţia era foarte săracă. În centrul Statelor Unite fracţiunea cea mai grosieră a sedimentului spulberat se găseşte în zonele adiacente văilor sursă, formând depozite cu grosimi de 8 – 30 m (Fig. 39).

Fig. 37. Loess în Ash Pit (Nebraska, sursa: internet).

Fig. 38. Loess ce aflorează la Vicksburg (Mississippi, sursa: internet).

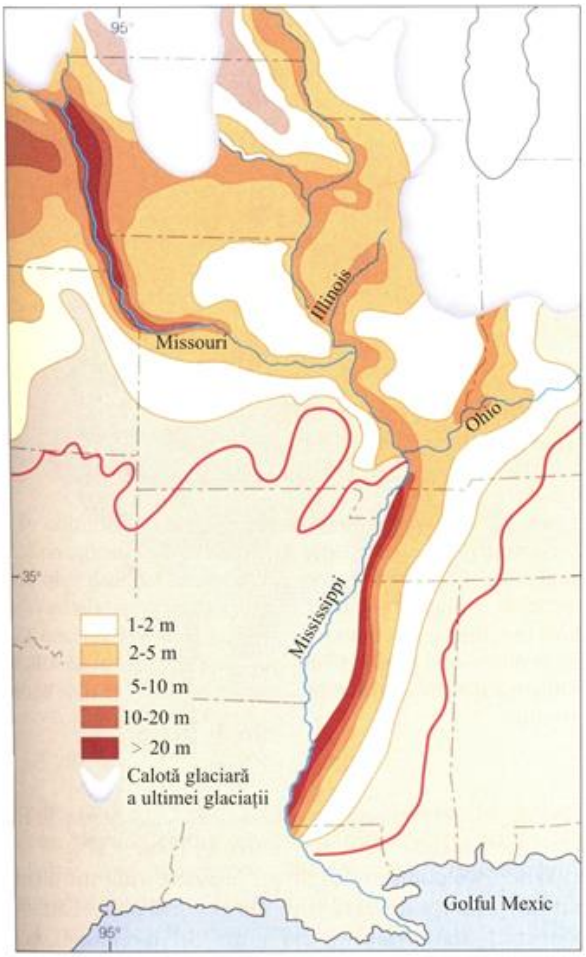


Fig. 39 Depozite de loess în regiunea văii Mississippi din centrul Statelor Unite. Loessul este larg răspândit dincolo de limitele calotei continentale care a ocupat nordul Statelor Unite în timpul glaciaţiilor succesive din Pleistocen. Depozitele groase se întind între cursurile apropiate ale principalelor râuri care au transportat materialul erodat de la marginea calotei. Depozitele subţiri sunt depărtate de ariile sursă, arătând că direcţia predominantă a vântului ca agent de transport al materialului siltic a fost de la vest spre nord-vest (Skinner & Porter, 2000).

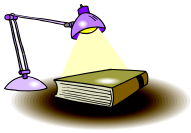
În estul Europei, loessul ocupă vaste suprafeţe în Câmpia Rusă, Podişul Stavropol şi la poalele Munţilor Caucaz, unde are grosimi de 20 - 70 m. Pe formele proeminente de relief grosimea loessului este de numai 5 - 15 m. După dimensiunea granulelor de loess care scade spre vest, s-a dedus că transportul s-a făcut dinspre est, materialul fiind preluat de vânt din semideşerturile zonelor precaspice din timpul perioadelor de regresiune ale Mării Caspice. Gradul de alterare al granulelor minerale din loessul din jumătatea de est a Europei creşte de la est spre vest, ceea ce evidenţiază scăderea aridităţii spre vest.

În nord - estul Câmpiei Ruse, în loess se găsesc resturi de *polen* ale unei vegetaţii de *tundră* şi *tundro-stepă,* iar în loessul dinspre sud, ale unei vegetaţii de *stepă* şi *silvostepă*.

În Polonia, loessul ocupă mari întinderi pe podişurile din sudul ţării şi pe o fâşie îngustă din faţa Carpaţilor şi a Sudeţilor, unde este prezent până la altitudinea de 450 m. Variaţia granulometrică şi repartiţia discontinuă arată că loessul din Polonia a fost depus de vânturile locale care au bătut predominant dinspre est în fazele glaciare şi dinspre vest în cele interglaciare. Conţinutul de $CaCO_3$ din loessul polonez creşte de la vest spre est, această variaţie fiind în legătură cu ariditatea mai pronunţată spre est.

În Cehia şi Slovacia, loessul are o largă răspândire fiind identificate mai multe nivele separate între ele prin intercalaţii de soluri fosile formate în fazele interglaciare. Cel mai vechi nivel de loess din Cehia şi Slovacia datează din timpul glaciaţiei Günz.

Depozite de loess au fost semnalate de asemenea în Tunisia, pe continentul african, dar şi în Noua Zeelandă.



6.4. Depozite carbonatice

Acestea sunt reprezentate prin calcarele de precipitaţie chimică depuse în peşteri şi de depozitele de travertin.

În Franţa, în grota Vallonet din Alpii Maritimi apar 2 planşee stalactitice de 1,2 şi respectiv 0,7 M.a, separate între ele de o umplutură ce conţine unelte arhaice din galeţi şi resturi de faună. Studiul polenului fixat în planşeele stalagmitice arată că în timpul formării lor, în vecinătatea grotei era o vegetaţie forestieră de climat temperat cald şi umed de tip interglaciar. Depozitele de umplutură, care separă planşeele, s-au format probabil într-o fază glaciară.

Depozitele de travertin pot fi datate prin resturile de plante şi animale ce le conţin. În Germania, în apropiere de Weimar, pe o terasă inferioară a Ilmului, se găsesc depozite de travertin care conţin resturi de plante de climă temperată, resturi de *Elephas antiquus* şi *Rhinoceros mercki*. Datările radiometrice au stabilit vârsta cuprinsă între 260 000 şi 60 000 ani B.P. Într-un nivel supraiacent, au fost găsite resturi de mamifere de climă rece ca mamutul şi rinocerul lânos. În aceste travertine se pare că s-au găsit şi resturi ale unor *Preneandertalieni*.

6.5. Depozite de turbă

S-au acumulat îndeosebi în timpul Holocenului, în regiunile eliberate de gheaţă. Suprafaţa însumată a turbăriilor cuaternare de pe glob a fost evaluată la aproximativ 5,5 milioane km^2. Pe lângă utilitatea practică depozitele de turbă prezintă importanţă ştiinţifică prin conservarea grăunţelor de polen care permit reconstituiri paleogeografice.

Să ne reamintim

Cele mai importante depozite sedimentare acumulate la nivelul Cuaternarului sunt de origine continentală și marină. Cele de origine continentală s-au fomat în ariile periglaciare și acestea sunt depozitele de loess și de turbă; depozitele de origine marină sunt exclusiv carbonatice.

Rezumat

Condițiile climatice de la nivelul Pleistocenului au generat scăderea generală a temperaturii la nivel global fapt ce a condus la instalarea glaciațiilor în ariile nordice și sudice ale globului terestru. Topirea gheții în perioadele interglaciare sau interstadiale a favorizat deflația particulelor fine și depunerea lor în jurul marilor calote glaciare, fapt ce a generat imense depozite de loess în Asia, Europa, America și Australia. În ariile eliberate de gheață s-au format depozite groase de turbă. În mediu marin, în schimb a început precipitarea rocilor carbonatice.

Test de autoevaluare

1. Depozitele sedimentare specifice Cuaternarului sunt:
   a. depozitele de loess;
   b. depozite de turbă;
   c. depozite carbonatice.
2. Depozitele de loessul se caracterizează în general prin:
   a. dimensiuni ale granulelor cuprinse între 0,6 - 0,001 mm;
   b. culoare gălbuie;
   c. absența straticației.
3. Geneza loessului este:
   a. numai eoliană;
   b. exclusive aluvială;
   c. multiplă (poligenetică).
4. Depozite de loess au fost studiate științific pentru prima oară în:
   a. China;
   b. America;
   c. Australia.
5. Loessul şi rocile loessoide sunt întâlnite
   a. atât în zonele temperate cât şi în zone tropicale;
   b. numai în zonele temperate;
   c. numai în zone tropicale;
   d. atât în zonele polare cât şi în zone subpolare
6. Depozitele de turbă s-au acumulat în regiunile eliberate de gheață îndeosebi în timpul:
   a. Holocenului,
   b. Pleistocenului;
   c. Miocenului.
7. Depozitele de travertin pot fi datate prin conținutul fosilifer de:
   a. exclusiv de floră;
   b. exclusiv de faună;
   c. floră și faună.

Miniglosar

- **diageneză,** proces natural prin care un sediment mobil este litificat (consolidat) şi transformat în rocă;
- **singeneză,** etapa transformărilor sincrone sedimentării în mediu subacvatic;

- **travertin,** rocă sedimentară carbonatică cu structură cavernoasă, de culoare albă sau gălbuie, formată din aragonit şi / sau calcit.

Bibliografie minimală

Anastasiu N., Mutihac V., Grigorescu D., Popescu G. (2007) – *Dicţionar de geologie.* Ed. Didactică şi Pedagogică, R.A., 320 p., Bucureşti.

Anderson D. E., Goudie A. S., Parker A. (2007) – *Global Environments through the Quaternary. Exploring Environmental Change.* Oxford University Press, 358 p.

Ehlers J. (1996) – *Quaternary and Glacial Geology*. John Willey Sons, Inc., Chichester. New York. Brisbane. Toronto. Singapore, 549 p.

Elmi S., Babin C., (2002) – *Histoire de la Terre.* Dunod, Masson Sciences, Paris, 222 p.

Macarovici N. (1968) – *Geologia Cuaternarului.* Ed. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.

Petrescu I. (1990) – *Perioadele glaciare ale Pământului*. Ed. Tehnică, 251 p., Bucureşti.

Pomerol C., Lagabrielle Y., Renard M. (2002) – *Éléments de géologie.* Dunod, Masson Sciences, Paris, 746 p.

Pop E. (1960) – *Mlaştinile de turbă din Republica Populară Română.* Ed. Academiei R. P. R., 511 p., Bucureşti.

Skinner J. B., Porter S. C. (2000) – *The Dynamic Earth. An Introduction to Physical Geology*. John Willey and Sons, Inc., New York, Chichester, Weinheim, Brisbane, Singapore, Toronto, 575 p.

Unitatea de învăţare 7
PALEOGEOGRAFIA ROMÂNIEI ÎN CUATERNAR

Cuprins

7.1. Introducere
7.2. Competenţele unităţii de învăţare
7.3. Limita Pliocen - Cuaternar în România
7.4. Mişcări crustale pe teritoriul României
7.5. Activitatea vulcanică
7.6. Depozite cuaternare
7.7. Evoluția reliefului
7.8. Evoluția rețelei hidrografice
7.9. Evoluția Mării Negre
Rezumat
Test de autoevaluare
Miniglosar

7.1. Introducere

În perioada cuaternară au existat condiţii favorabile acumulării depozitelor sedimentare în domeniul marin şi continental. Aceste depozite sunt constituite din roci loessoide, roci carbonatice şi turbă cu variate areale de aflorare pe întreg teritoriul României. La acestea se adaugă o serie de depozite rezultate în urma activității vulcanice începute la nivelul Badenianului și continuată până în Cuaternar.

7.2. Competenţele unităţii de învăţare

La finalul parcurgerii acestei unităţi de învăţare, studentul va fi capabil să explice şi să descrie: caracteristicile litologice, mineralogice și stratonomice ale depozitelor sedimentare acumulate în perioada cuaternară pe teritoriul României; mișcările crustale cuaternare și efectele lor asupra poziției depozitele litologice, asupra evoluției reliefului, rețelei hidrografice și a Mării Negre.

Durata de parcurgere a unităţii de învăţare este de 4 ore.

7.3. Limita Pliocen - Cuaternar în România

Trasarea limitelor geologice dintre diferite etaje stratigrafice a fost subiect de discuţie a multor congrese şi conferinţe internaţionale, lucru ce este valabil şi pentru limita Pliocen - Cuaternar. Trecerea de la Pliocen la Cuaternar s-a făcut într-un interval de timp în care s-au acumulat depozite ce aparţin **Formaţiunii de Cândeşti**, depozitele ei fiind descrise pentru prima dată de către L. Mrazec şi W. Teisseyre în 1901. Această formaţiune

are o alcătuire complexă prezentând un facies rudito-arenitic alcătuit din pietrişuri şi nisipuri, urmat de un facies pelitic mai slab dezvoltat.

Partea superioară a Formaţiunii de Cândeşti este erodată, discordant suprapunându-se **Formaţiunea de Frăţeşti** alcătuită din pietrişuri, descrisă pentru prima dată de către Emil Liteanu în 1973. În baza Formaţiunii de Cândeşti, în faciesul ruditic (pietrişuri), au fost găsite resturi de mamifere care amintesc de fauna de Bereşti – Măluşteni.

În partea de mijloc a Formaţiunii de Cândeşti, în apropierea localităţii Cernăteşti - Dolj s-au găsit resturi fosile de *Zygolophodon borsoni, Anancus arvernensis* dar şi de *Archidiscodon meridionalis* de tip arhaic. Prezenţa acestor fosile a determinat pe unii paleontologi să considere aici limita Pliocen - Cuaternar.

În Moldova, fauna de Tuluceşti, echivalentă cu cea de Cernăteşti marchează începutul Cuaternarului (C. Ghenea şi N. Macarovici). Ulterior, Ghenea (1975) plasează începutul Cuaternarului undeva mai sus între depozitele cu faună de Cernăteşti şi cele cu faună de Bugiuleşti - Tetoiu. I. Donisă (1993) consideră însă că limita Pliocen – Cuaternar s-ar plasa la baza stratelor cu faună de Cernăteşti şi Tuluceşti.

7.4. Mişcări crustale pe teritoriul României

Faza valahă a orogenezei alpine s-a manifestat la sfârşitul Pliocenului şi a afectat depozitele de molasă miocene şi pliocene de la sud de valea Trotuşului, cuprinzând Subcarpaţii de Curbură şi Subcarpaţii Getici. Această fază este răspunzătoare de apariţia structurilor cutate de tip diapiric care apar în zonele mai sus menţionate.

Faza valahă s-a manifestat şi în Bazinul Transilvaniei, provocând ondulări largi ale depozitelor sedimentare, formarea domurilor în partea centrală, precum şi manifestarea fenomenelor de diapirism în partea marginală a bazinului.

Mişcările crustale din Cuaternar au fost predominant mişcări de înălţare, care au atins 1000 m în orogenul carpatic şi 100 - 200 m în zonele de platformă. Astfel în Măgura Odobeştilor pietrişurile de Cândeşti au fost ridicate la 1000 m altitudine, iar în Platforma Moldovenească se întâlnesc terase la altitudini relative de până la 200 m. Tot în Cuaternar s-a individualizat în relief culmea Pietricica Bacăului, lucru demonstrat de către Brânduş (1981). Mişcări de ridicare au mai fost şi în Munţii Apuseni.

Mişcările de înălţare generală au produs pe areale mai mici, în compensare, mişcări de coborâre în urma cărora s-a format Depresiunea Braşovului. Aceste mişcări au generat subsidenţa din Câmpia Siretului Inferior, din zona Câmpiei Române (unde depozitele cuaternare au cca 500 m grosime), în sectorul Băileşti - Calafat, în zona de la sud de Târgu

Jiu, în Câmpia Banato - Crişană (depozite cuaternare de până la 300 m grosime). Mişcări de coborâre au fost şi în regiunile din nordul şi vestul Mării Negre. Ruine ale unor cetăţi greceşti au fost acoperite în unele sectoare de mare, precum şi o parte a cetăţilor Histria (Fig. 40) şi Calatis de pe litoralul românesc.

Fig. 40 Cetatea Histria a fost temporar acoperită de apă ca urmare a mişcărilor de subsidenţă ce au afectat partea de nord şi de vest a Mării Negre (foto D.A.&L.G. Popescu).

Alte mişcări neotectonice ale fazei valahă care s-a manifestat pe tot parcursul Cuaternarului au avut ca rezultat deformarea teraselor din zona subcarpatică dintre Jiu şi Buzău (terasele Jiului la nord de Târgu Jiu prezintă o creştere a altitudinii relative cu circa 20 m pentru terasele superioare şi cu cca 8 m pentru cele inferioare (Roşu, 1967)), a teraselor Bârladului (Tecuci) etc.

În Subcarpaţii Munteniei deformarea teraselor a fost semnalată încă din 1907 de Emmanuel de Martonne, pentru ca apoi să fie confirmată de către studiile efectuate ulterior.

7.5. Activitatea vulcanică

Vulcanismul neogen, care a debutat în Badenian, a continuat şi în Cuaternar cu o serie de curgeri de lave andezitice în lanţul vulcanic intracarpatic şi de lave bazaltice la Racoş – Perşani (Fig. 41), Detunate – Munţii Apuseni (Fig. 42), Lucareţ – est de Timişoara). La Hoghiz, în defileul Oltului, depozitele lacustre aparţinând fazei glaciare Günz au fost acoperite de curgeri de lave bazaltice puse în loc în interglaciarul Günz - Mindel pe parcursul a trei faze efuzive separate între ele de piroclastite.

Masivul bazaltic de la Lucareţ - Timiş, suprapus peste un glacis de 200 m altitudine, a fost pus în loc tot în Cuaternar (Vespremeanu, 1972).

Erupţiile vulcanice sunt puse în evidenţă şi de prezenţa unor intercalaţii de cinerite în depozitele cuaternare din partea de est a Depresiunii Braşovului, ca şi cele intercalate în depozitele loessoide din Câmpia Olteniei.

Fig. 41 Coloane de bazalt de la Racoş, Perşani (foto D.A.&L.G. Popescu).

Fig. 42 Coloane de bazalt ce formează Detunata Mare (foto D.A.&L.G. Popescu).

Activitatea postvulcanică pleistocenă (fumarole, solfatare, gheizere) este atestată de acumulările de hematit de la Cucu (Harghita), gheizerul de la Mădăraş, acumulările sideritice de la Lueta (vestul Munţilor Harghita) şi de sulf din Munţi Călimani (Fig. 43, 44), izvoare termale în Munţii Apuseni etc. Activitatea mofetică cu emanaţii de CO_2 se continuă şi în prezent la Tuşnad (grotele de la Turia), Covasna (Groapa Dracului). Emanaţiile de CO_2 produc mineralizarea apelor subterane (Borsec, Biborţeni, Zizin, Toşorog, Dorna) şi depuneri de travertin la Borsec. Într-o mai mică măsură se produc şi emanaţii de H_2S şi SO_2 cu depuneri de sulf.

Fig. 43 Acumulare stalactitică de sulf (Călimani) (foto D.A.&L.G. Popescu).

Fig. 44 **"**Ouă de sulf"- acumulări de sulf în rocă silicatică (Călimani) (foto D.A.&L.G. Popescu).

7.6. Depozite cuaternare

Formaţiunea de Cândeşti este larg răspândită în exteriorul lanţului carpatic unde intră în componenţa piemonturilor şi a câmpiilor piemontane. Această formaţiune este alcătuită dintr-un facies rudito – arenitic în bază alcătuit din pietrişuri şi nisipuri şi un facies pelitic (argile) mai slab dezvoltat la partea superioară. Local prezintă şi intercalaţii de cărbuni a căror grosime variază de la câţiva metri până la 1000 m în partea de nord – vest a Platformei Valahe. Aceste depozite reprezintă sedimente fluvio-lacustre, materialul epiclastic fiind adus din orogen şi redistribuit într-un bazin lacustru puţin adânc.

Fauna de mamifere constituită din *Anancus arvernensis, Zygolophodon borsoni* şi *Archidiskodon meridionalis* denotă că partea superioară a formaţiuni de Câdeşti urcă şi în Pleistocenul inferior.

Formaţiunea de Frăţeşti este dispusă peste pietrişurile de Cândeşti, fiind alcătuită tot din pietrişuri care uneori stau discordant peste formaţiunea subiacentă, ceea ce evidenţiază o suprafaţă de eroziune între cele două formaţiuni. Ca şi formaţiunea precedentă formează piemonturi, glacisuri şi conuri de împrăştiere piemontană pe văile Argeşului, Dâmboviţei, Ialomiţei, Prahovei, Buzăului. Glacisurile din Depresiunea Făgăraşului sunt alcătuite din pietrişuri ce aparţin Formaţiunii de Frăţeşti.

La vest de curbura Carpaţilor această formaţiune prezintă două nivele distincte:

- un nivel inferior, de 40 - 50 m grosime, constituit din nisipuri cu intercalaţii de argile şi pietrişuri grosiere;
- un nivel superior, de 200 - 250 m grosime, alcătuit din pietrişuri şi bolovănişuri cu intercalaţii de nisipuri şi argile nisipoase. Ambele nivele au structură torenţială.

Mişcările tectonice din faza valahă au înălţat Formaţiunea de Frăţeşti până la 1000 m în Măgura Odobeştilor. Datorită subsidenţei din Câmpia Siretului Inferior această formaţiune are o grosime importantă (sute de metri). În Câmpia Română materialul detritic al Formaţiunii de Frăţeşti conţine atât elemente carpatice cât şi elemente balcanice.

Pe baza unor fragmente de *Archidiskodon meridionalis* Formaţiunea de Frăţeşti este considerată de vârstă günziană.

Pietrişurile de Bălăbăneşti constituie o formaţiune situată între Prut şi Siret, în Podişul Covurlui, dispusă peste nisipuri cu intercalaţii argiloase, grezoase şi microconglomeratice în care s-a găsit fauna de Măluşteni - Bereşti. Pietrişurile au o grosime de 8 - 12 m, fiind alcătuite din elemente carpatice, care la est de Bârlad nu conţin şisturi cristaline. La nord de linia Bălăbăneşti - Bereşti, pietrişurile apar pe interfluvii, iar spre sud sunt acoperite de formaţiuni mai noi. La sud de Tuluceşti pietrişurile de Bălăbăneşti coboară sub nivelul talvegurilor.

Originea pietrişurilor de Bălăbăneşti este fluvială (Sficlea, 1956), deşi au fost vehiculate şi alte ipoteze (lacustră, Sârcu, 1971). Lipsa elementelor cristaline la est de Bârlad este explicată de Hârjoabă (1968) prin faptul că aici ele au fost aduse de Prut, în timp ce depozitele de la vest sunt aduse de Siret. Alţi autori (Liteanu & Ghenea, 1966) presupun că lipsa elementelor cristaline în pietrişurile de Bălăbăneşti s-ar datora unui curs vechi al Dunării care trecea prin partea de nord a Câmpiei Române, ajungând până aproape de gura Trotuşului de unde se îndrepta spre mare.

Poziţia stratigrafică a pietrişurilor de Bălăbăneşti peste depozitele romaniene cu faună de Măluşteni - Bereşti conduce la concluzia că s-ar fi depus în Villafranchian (Sficlea, 1980) şi că ar fi echivalente cu Formaţiunea de Cândeşti.

Formaţiunea de Uzunu este alcătuită din nisipuri cu intercalaţii de marne şi argile dispuse la partea superioară a Formaţiunii de Frăţeşti. Această formaţiune apare în nordul Câmpiei Burnasului (în sudul Câmpiei Române) la Uzunu şi Stoeneşti, în apropiere de Călugăreni. Pe baza faunei cu moluşte Alexeeva et al. (1983) o atribuie Pleistocenului inferior. Formaţiunea de Uzunu încheie seria depozitelor fluvio - lacustre şi lacustre din Câmpia Română de la vest de Argeş.

Formaţiunea de Barboşi - Babele (Barboşi în Câmpia Covurlui, Babele în sudul Basarabiei) este alcătuită din nisipuri argiloase; este prezentă în estul Câmpiei Române, în Câmpia Covurluiului (Fig. 45) şi Bugeacul din sudul Basarabiei, zonă ocupată de apele Mării Negre sau de un golf al acesteia, în etapa paleoeuxinică a bazinului Mării Negre.

Fig. 45 Formațiunea de Barboşi – Babele în Câmpia Covurlui (foto D.A.&L.G. Popescu).

Grosimea depozitelor Formaţiunii de Barboşi - Babele creşte de la nord la sud şi de la est la vest atingând 90 m la Barboşi. Lângă Feteşti, la Jegălia, aceste depozite au fost interceptate într-un foraj la 22 m adâncime fără a fi străbătute pe întreaga grosime. În Delta Dunării Formaţiunea Barboşi - Babele a fost interceptată la 80 m sub nivelul mării având o grosime de 40 - 60 m.

Prezenţa unor fosile de apă caldă (moluşte) indică un climat cald şi umed, fapt ce dovedeşte că Formaţiunea de Barboşi – Babele s-a depus la sfârşitul perioadei glaciare Mindel şi interglaciarul Mindel - Riss.

Formaţiunea de Coconi, de natură argilo - marnoasă şi grosimi de 50 - 200 m, este dispusă peste Formaţiunea de Frăţeşti, în partea central-estică a Câmpiei Române. În unele sectoare formaţiunea stă discordant peste Formaţiunea de Uzunu, apariţia ei la zi fiind semnalată pe valea Mostiştei. Vârsta acestei formaţiuni este Pleistocen mediu.

Formaţiunea de Mostiştea este de natură nisipoasă (Fig. 46), dispusă peste Formaţiunea de Coconi. Această formaţiune marchează încetarea subsidenţei în Platforma Valahă (cea care a condus la depunerea depozitelor argilo-marnoase) şi declanşarea unui proces de înălţare, instalarea uscatului şi a reţelei hidrografice. Pe baza fragmentelor de *Parelephas throgontherii* şi *Mammuthus primigenius* revine Pleistocenului mediu, respectiv glaciaţiei Riss, cu ea încheindu-se sedimentarea lacustră.

Formaţiunea de Colentina este constituită din nisipuri şi pietrişuri de terasă (mai noi decât nisipurile de Mostiştea), sub formă de intercalaţii în depozitele loessoide de pe stânga Argeşului. Fauna de mamifere reprezentată prin speciile *Mammuthus primigenius*, *Cervus elaphus* şi *Canis lupus* (specifice glaciaţiei Würm) indică vârsta Pleistocen superior.

Fig. 46 Nisipurile din Formațiunea de Mostiştea (foto D.A.&L.G. Popescu).

7.6.1. Depozitele din depresiunile intramontane

În Cuaternar au existat o serie de bazine lacustre şi în unele depresiuni intramontane cum ar fi Braşov, Ciuc, Gheorghieni, Jolotca, Borsec - Bilbor.

Depresiunea Braşovului s-a format la sfârşitul Pliocenului - începutul Cuaternarului, în ea acumulându-se depozite detritice din zona montană înconjurătoare. Sedimentele acumulate formează patru complexe litologice.

- *complexul marnos - nisipos* cu o grosime de 50 - 150 m, ce conţine 4 - 5 strate de cărbuni şi resturi fosile de mamifere mari;
- *complexul marnos,* care conţine intercalaţii de cinerite şi piroclastite;
- *complexul nisipos*, cu intercalaţii de cinerite şi cărbuni;
- *complexul de pietrişuri şi nisipuri*, predominant fluviatile.

Depresiunea Ciucului prezintă o umplutură detritică constituită din material provenit din zona cristalino - mezozoică şi material vulcanogen - sedimentar. Grosimea depozitelor variază între 300 m pe Ciucul Superior şi 800 m pe Ciucul Mijlociu şi Inferior. Depozitele prezintă intercalaţii de lignit.

Depresiunea Gheorghieni are oumplutură de material detritic terigen şi vulcanogen - sedimentar, care atinge 1000 m în centrul depresiunii.

Depresiunea Jolotca de la nord - est de Ditrău este colmatată cu depozite proluvial - deluviale în care se găsesc strate de lignit în alternanţă cu argile şi nisipuri.

Depresiunea Borsec - Bilbor prezintă sedimente detritice (nisipuri, pietrişuri, argile) cu o grosime de 70 - 130 m şi intercalaţii de lignit cu o grosime de 3 m, care au fost exploatate.

7.6.2 Loessul şi depozitele lessoide

Ocupă pe teritoriul României o suprafaţă de peste 400 000 km^2. Primele menţiuni asupra acestor depozite aparţin lui K. F. Peters (1867), iar mai târziu (1899) geologul român L. Mrazec preciza originea eoliană a loessului din ţara noastră. Gh. Munteanu Murgoci a considerat că loessul, pe lângă originea *eoliană* mai poate fi *deluvial, eluvial, coluvial* sau *aluvial* şi că poate conţine soluri fosile formate în perioadele mai calde din fazele interglaciare sau din interstadiile mai calde ale unor glaciaţii.

Loessuri şi depozite loessoide se găsesc în Dobrogea (Fig. 47) unde ating grosimi de 12 - 20 m, subţiindu-se dinspre Dunăre spre Marea Neagră. Depozitele au 12 până la 14 intercalaţii de soluri fosile.

În Câmpia Română loessul şi depozitele loessoide ating 50 m grosime, scăzând spre vest unde au aproximativ 10 m grosime în Câmpia Olteniei (Fig. 48). Loessul este prezent şi pe terasele râurilor, pe terasele înalte ale Oltului (Fig. 49) ating o grosime de 15 - 19 m scăzând spre cele inferioare la 3 - 4 m; pe terasele înalte ale Dunării ating grosimi de până la 30 m.

Fig. 47. Depozite de loess la Enisala – Dobrogea (foto D.A.&L.G. Popescu).

Fig. 48 Depozite de loess, Câmpia Olteniei (foto D.A.&L.G. Popescu).

Fig. 49. Depozite de loess, terasa Oltului (foto D.A.&L.G. Popescu).

În Podişul şi Câmpia Covurluiului depozitele loessoide, studiate de Sficlea (1973), se găsesc pe interfluvii, pe unele trepte de versanţi şi pe şesurile văilor. Pe interfluvii grosimea depozitelor este de 15 - 20 m în partea de nord şi creşte spre sud până la 30 - 35 m. Creşterea grosimii se face şi de la vest spre est.

Depozite loessoide apar şi în Piemontul Poiana - Nicoreşti, originea lor fiind predominant fluviatilă.

În văile Siretului şi Prutului ca şi în cele ale afluenţilor lor, inclusiv în regiunea subcarpatică, pe valea Bistriţei, au fost semnalate depozite loessoide pe terase. Depozite loessoide au fost întâlnite şi în regiunea montană pe terasele Bistriţei la Vatra Dornei.

În Câmpia Banato - Crişană depozitele loessoide au grosimi de până la 10 m şi 2 - 3 intercalaţii de soluri fosile.

Depozite loessoide mai sunt prezente în Podişul Transilvaniei, Piemontul Getic şi Depresiunea Braşovului.

7.6.3. Nisipuri eoliene

În ultima parte a Cuaternarului au fost puse în loc nisipuri eoliene pe o suprafaţă de aproximativ 5400 km^2 (540 000 ha) Între Someş şi Barcău nisipurile aflorează pe o fâşie de 15 - 18 km lăţime (31 000 ha), formând dune cu înălţimi de 3 – 15 m (cu totul excepţional 40 m), în care se găsesc soluri fosile. Vârsta acestor nisipuri este Würm târziu - Actual.

În Câmpia Română nisipurile eoliene ocupă cca 3500 km^2 (350 000 ha), fiind mai extinse în Câmpia Olteniei (2500 km^2 , Fig. 50), în lunca şi pe terasele Dunării , dar şi pe stânga Jiului, de la nord de Craiova şi până la Dunăre; nisipurile formează dune cu înălţimi de 5 - 10 m (maxim 15 m). În Bărăgan nisipurile ocupă 1000 km^2 fiind prezente pe dreapta Călmăţuiului, Ialomiţei şi Buzăului, unde dunele au înălţimi de 12 - 20 m (maxim 36 m).

Fig. 50 Depozite nisipoase cu intercalaţii loessoide în Câmpia Olteniei (foto D.A.&L.G. Popescu).

În Câmpia Tecuciului (la Iveşti - Hanu Conachi), pe stânga Bârladului şi a Siretului nisipurile eoliene ocupă 1400 km^2 (14 000 ha).

Nisipuri se mai găsesc şi în Delta Dunării, care în parte au fost modelate eolian sub formă de dune, aşa cum apar pe grindurile Letea, Caraorman şi Sărăturile.

7.6.4. Depozite deluviale

Aceste depozite se găsesc pe versanţii văilor, au grosimi variabile şi au rezultat prin dezagregarea şi alterarea rocilor. Se deplasează prin şiroire, creep, alunecări de teren (Fig. 51) , materialul rezultat având o granulometrie variată şi un conţinut ridicat în argilă.

Fig. 51 Alunecare de teren, Costâna, jud. Suceava (foto D.A.&L.G. Popescu).

7.6.5. Depozite glaciare şi periglaciare

Depozitele glaciare s-au format în masivele montane înalte, acolo unde au existat gheţari. Astfel au rezultat morene terminale şi uneori morene laterale, care ocupă suprafeţe mici, dar care sunt importante prin semnificaţia lor paleogeografică.

La altitudini mai mici s-au format depozite periglaciare, în special grohotişuri, care ocupă suprafeţe întinse în Munţii Rodnei, Maramureşului, Călimani (Fig. 52), Făgăraş, Parâng, Lotru, Retezat, Ţarcu. Se mai întâlnesc câmpuri de blocuri, cele mai spectaculoase fiind cunoscute în Masivul Retezat.

Fig. 52 Trenă de grohotiş în Munţii Călimani (foto Daniela Popescu).

7.6.6. Depozite de turbă

Pop (1960) a făcut un inventar al principalelor turbării din România depistând 436 de mlaştini cu o suprafaţă de 7078 ha şi un volum de turbă de 82 647 000 m^3.

Dintre acestea 171 sunt **mlaştini eutrofe**, formate la altitudini reduse, în lacurile în care apele de infiltraţie sunt bogate în substanţe minerale nutritive care oferă condiţii bune de dezvoltare pentru un spectru larg de specii de plante. Turbăriile eutrofe ocupă 5727 ha şi un volum de 55 408 000 m^3 turbă.

Exemple: Cu suprafaţa cea mai mare, 100 km^2 în România şi 200 km^2 în Ungaria, este turbăria de la Ecedea (nord-vest de Satu Mare) situată la o altitudine de 110 - 115 m, cu o grosime 0,5 - 1,5 m. Alte turbării eutrofe sunt la Bazna, Geoagiu de Jos, Marlaca şi Valcău (în bazinul superior al Barcăului), Balta Mare lângă oraşul Făgăraş, Şercaia. În Podişul Sucevei apar turbării eutrofe la Dersca - Lozna (400 ha, 1 - 4 m grosime), la Poiana Zvorâştea, la Cucorăni (13 ha, 0,8 - 2 m grosime). În Câmpia Olteniei se găseşte turbăria Balta Craioviţei, în apropiere de Craiova.

Turbării eutrofe sunt întâlnite şi în depresiunile intramontane:

* în Depresiunea Braşovului la Cătălina - Ghelinţa (365 ha, lângă Tg. Secuiesc), Lunga - Ojdula (150 ha), Stupinii Prejmerului (300 ha), Prejmer (400 ha);
* în Depresiunea Ciucului la Tuşnad (cea mai importantă are 340 ha şi 3 m grosime), Racu - Siculeni (1400 ha, peste 3 m grosime);
* în alte depresiuni ca Gheorghieni, Borsec - Bilbor au dimensiuni mult mai reduse.

Turbăriile oligotrofe, 256 la număr, însumează 1351 ha şi un volum de 27 239 000 m^3 de turbă; se formează la altitudini mai mari, fiind alimentate de apele de precipitaţie, sărace în substanţe minerale nutritive, ceea ce permite dezvoltarea doar a unei vegetaţii de

muşchi (*Sphagnum*). Partea centrală a acestor turbării este mai înaltă, bombată. Sunt cunoscute sub două denumiri locale: *tinoave* în Bucovina şi *molhaşuri* în Munţii Apuseni.

Exemple: În Depresiunea Dornelor, la altitudini de 800 - 900 m, se găsesc cele mai importante turbării oligotrofe, situate pe terase inferioare sau pe trepte de luncă. Pe teritoriul oraşului Vatra Dornei au existat asemenea turbării, care au fost exploatate pentru băile cu nămol de turbă. La Tinovul Mare se găseşte cea mai mare turbărie din Depresiunea Dornelor (612 ha, cu grosimi de până la 6 m).

Turbării pe platouri înalte (cca 1200 m) se găsesc în bazinul superior al Moldovei, în Masivul Penteleu, Siriu, Retezat, Muntele Mare, Munţii Oaşului etc.

7.6.7. Depozite carstice

Carstul se referă la forme caracteristice dezvoltate în roci solubile (calcare, dolomite, gipsuri) ca urmare a dizolvărilor provocatede circulaţia intensă a apelor subterane sau de suprafaţă. Evoluţia unui sistem carstic durează de la 100 000 ani până la câteva milioane de ani. Această evoluţie este determinată de condiţiile climatice, gradul de fisurare a rocilor şi de caracteristicile lor litologice.

Exemple: În România depozitele speleene de la Betfia – Bihor s-au format în Pleistocenul Inferior. Pleistocenului superior aparţin depozitele contemporane cu glaciaţia würmiană caracterizate printr-o faună specifică cu urşi de cavernă (*Ursus spelaeus)* descoperită în Peştera Urşilor de la Chişcău din Munţii Bihorului. În depozitele speleene de acolo s-au conservat aproape 4000 de resturi fosile (ce aparţin la 39 de specii de animale), care permit reconstituirea unui biotop tipic pentru ursul de peşteră, foarte răspândit la noi în ţară, ca de alfel într-o bună parte a Europei, în timpul ultimei glaciaţii.

Să ne reamintim

Faza valahă a orogenezei alpine care s-a manifestat la sfârşitul Pliocenului şi apoi în Cuaternarul Inferior a generat: apariţia structurilor cutate de tip diapiric din Subcarpaţii de Curbură şi Subcarpaţii Getici; cutarea depozitelor sedimentare din Bazinul Transilvaniei, formarea domurilor în partea centrală și diapirism în partea marginală a bazinului; mișcări de înălţare generală și pe areale mai mici, în compensare, mişcări de coborâre ce au condus la formarea Depresiunii Braşovului. Activitatea vulcanică s-a manifestat printr-o serie de curgeri de lave andezitice în lanţul vulcanic intracarpatic şi de lave bazaltice în Munții Perşani și Apuseni. Activitatea postvulcanică pleistocenă (fumarole, solfatare, gheizere) a generat acumulările de hematit, siderit şi de sulf.

Depozitele cuaternare formate în exteriorul lanțului carpatic sunt în general de natură detritică, constituind o serie de formațiuni. Dintre depozitele detritice cele mai răspândite sunt cele loessoide și nisipurile. În masivele montane s-au format depozite glaciare, iar la altitudini mai mici, depozite periglaciare.

7.7. Evoluţia reliefului

Mişcările tectonice din Cuaternar au avut ca rezultat înălţarea Carpaţilor şi Subcarpaţilor, producând totodată modificări în aspectul general al reliefului României. Aspectele cele mai vizibile datorate acestor înălţări sunt în Podişul Moldovei, Podişul Transilvaniei, Dealurile Vestice, unde amplitudinea lor variază între 200 - 400 m.

Ca urmare a ridicării ritmice, văile s-au adâncit fapt ce a dus la formarea numeroaselor terase care stau mărturie a ciclului lor evolutiv. Printre geografii mai de seamă care au realizat studii de sinteză asupra teraselor râurilor menţionăm: Vâlsan (1936), Naum (1970), Morariu et al. (1960), Morariu & Gârbacea (1960), Morariu & Donisă (1968), Savu et al. (1973), Popescu et al. (1973), Posea et al. (1974), Brânduş (1981), Badea & Alexandru (1983) etc.

Terasele cuaternare din zonele de podiş au altitudini relative de până la 100 - 200 m, iar în regiunile montane, altitudinile relative sunt mai mari cuprinse între 170 - 200 m. Terasele care apar la altitudini relative mai mari decât cele menţionate sunt considerate a fi de vârstă pliocenă.

Pe unităţile morfo-structurale sau pe bazinele hidrografice terasele au aproximativ aceleaşi valori. În cazul în care văile trec de la o unitate la alta se modifică şi altitudinile relative ale teraselor.

Terasele Dunării (Fig. 53), 8 la număr în defileu, cea mai înaltă având 260 - 300 m altitudine relativă, dispar treptat spre aval. Această dispariţie este explicată prin retragerea treptată a lacului Pliocen - Cuaternar spre est şi prelungirea cursului inferior al Dunării.

Aluviunile teraselor râurilor prezintă o granulometrie mai grosieră în zona montană şi tot mai fină spre cursul inferior din zona de câmpie. S-a constatat de regulă că aluviunile teraselor s-au acumulat în perioadele cu climă mai caldă (faze interglaciare sau interstadiale) când nivelul Oceanului Planetar (în cazul nostru al Mării Negre) era mai ridicat. Excepţie de la această regulă face prima terasă, cea mai joasă, care s-a acumulat într-o perioadă rece.

Şesurile râurilor s-au format în general în Holocen, fiind constituite din depozite grosiere (pietrişuri şi nisipuri) în zonele montane şi subcarpatice şi mai fine (nisipo-argiloase) în zonele de podişuri, dealuri şi câmpii. În acestea din urmă apar uneori îngropate urme ale culturii materiale. La majoritatea râurilor baza aluviunilor de şes se găseşte sub nivelul talvegului actual.

Fig. 53 Depozite fluviale ce aflorează în malul stâng al Dunării la Drobeta Turnu Severin (foto D.A.&L.G. Popescu).

Modelarea deluvială. Versanţii văilor au fost intens modelaţi mai ales prin alunecări de teren (Fig. 54), ceea ce a dus la retragerea versanţilor şi la consumarea interfluviilor, uneori în întregime.

Fig. 54. Modelare deluvială prin alunecare de teren activă la Costâna, jud. Suceava (foto D.A.&L.G. Popescu).

Modelarea glaciară şi periglaciară a afectat zonele înalte ale masivelor montane, creând circuri, văi glaciare şi morene.

Exemple Circuri glaciare mai importante se găsesc în Retezat, Parâng, Făgăraş, Rodna (Fig. 55) la altitudini ce depăşesc 1650 m. Adesea circurile mari se continuă cu văi glaciare în trepte şi cu profil în U, care pot avea lungimi apreciabile (15,7 km pe Lăpuşul Mare - Retezat) coborând până la 1100 - 1200 m altitudine. Există şi situaţii în care circurile sunt închise spre vale de valuri morenaice.

Modelarea periglaciară a generat grohotişuri, terase de crioplanaţie în regiunile înalte, în zonele mai joase manifestându-se solifluxiuni şi crioturbaţii.

Fig. 55 Circul Gărgălău (Munții Rodnei) se continuă cu o vale glaciară cu profilul în U (foto D.A.&L.G. Popescu).

Modelarea eoliană s-a manifestat prin deflaţie şi depuneri de loess şi nisipuri. Nisipurile au format dune şi depresiuni intermediare, proces care în mare parte continuă şi astăzi. Asemenea forme apar între Barcău şi Someş, în Câmpia Olteniei, în Bărăgan în sectorul Iveşti - Hanu Conachi, în Deltă şi pe unele cordoane litorale.

Modelarea carstică. Formele exocarstice ca lapiezuri, doline şi uvale s-au format mai ales în Holocen, în timp ce formele endocarstice (peşterile) s-au format în Pleistocen. La peşterile cu mai multe nivele se constată racordarea altitudinilor acestor nivele cu cele ale teraselor fluviale. Există şi unele peşteri cu gheţari (gheţarul de la Scărişoara are o vechime de 3000 ani), care mult timp au fost consideraţi gheţari relicţi; analizele polinice (de polen) asupra unor impurităţi pământoase arată că aceşti gheţari s-au format în Holocen.

7.8. Evoluţia reţelei hidrografice

La începutul Cuaternarului apele lacustre au ocupat în mare parte Câmpia Română şi sudul Moldovei, în acest lac vărsându-se Dunărea care a transportat o mare cantitate de aluviuni. Odată cu colmatarea lacului, cursul Dunării a avansat treptat spre Marea Neagră.

În Câmpia Banato - Crişană apele lacustre au persistat în unele sectoare până în Pleistocenul superior depunându-se sedimente (nisipuri cu pietrişuri şi intercalaţii de marne şi argile) cu grosimi ce variază între 300 - 400 m.

Depresiunea Braşovului a fost şi ea ocupată de ape lacustre după scufundarea de la sfârşitul Pliocenului şi începutul Cuaternarului. Prezenţa lacului a modificat reţeaua hidrografică din zonă, care, după unii autori, traversa Carpaţii spre sud, spre lacul din Câmpia Română. După colmatarea lacului, în Pleistocenul superior, cursul Oltului s-a stabilit între Tuşnad şi Recaş. Prezenţa zonelor mlăştinoase din centrul depresiunii arată că subsidenţa este încă activă.

Lacul din Depresiunea Ciuc a persistat până în Pleistocen mediu şi a comunicat cu lacul din Depresiunea Braşov.

Apele lacustre din Depresiunea Gheorghieni s-au retras mai timpuriu, la sfârşitul Pleistocenului inferior, mărturie fiind terasele Mureşului.

Lacurile din depresiunile Jolotca şi Borsec - Bilbor au fost drenate în Cuaternar prin râul Bistricioara.

Înainte de ridicarea lanţului montan al vulcanitelor neogene o mare parte din reţeaua hidrografică a Carpaţilor Orientali a fost dirijată spre vest. Punerea în loc a vulcanitelor a dus la formarea depresiunilor, prin prăbuşirea unor sectoare, precum şi la bararea unor cursuri de apă şi formarea bazinelor lacustre. Spre aceste lacuri intramontane a fost reorientată reţeaua hidrografică.

Astfel Oltul a avut o mai mare extindere spre N-NV, pe cursul superior al actualului pârâu Belcina; scufundarea Depresiunii Gheorghieni a condus schimbarea cursului său superior; Oltul a avut cea mai mare extindere a bazinului său în Podişul Transilvaniei, Târnava Mare fiindu-i afluent; de la Copşa Mică Târnava Mare se îndrepta spre Sibiu prin actualul traseu al Cibinului. Unii geografi susţin că Oltul ar fi curs spre Târnava Mare, pe actuala vale a Vişei, mărturie fiind terasa de 150 - 160 m.

Mureşul a format prin antecedenţă defileul Topliţa - Deda, drenând lacul din Depresiunea Gheorghieni. M. Paucă (1954) considera că Mureşul ardelean a luat naştere abia în Pleistocenul superior.

Roşu (1967) a demonstrat că Gilortul a fost un afluent al Jiului curgând prin înşeuarea Scoarţa - Budieni, acesta din urmă ar fi avut ca afluent şi Bistriţa Olteană.

Modificări ale cursurilor râurilor s-au produs şi în zona de curbură a Carpaţilor în condiţiile în care zona subcarpatică se ridica, iar Câmpia Siretului Inferior cobora.

La limita Carpaţi - Subcarpaţi cursul inferior al Tazlăului Mare a fost captat de pârâul Nechit şi deviat din Bazinul Trotuşului în Bazinul Bistriţei.

Modificări ale reţelei hidrografice de mai mică amploare s-au produs şi în Podişul Moldovei, Colinele Tutovei, precum şi în zona de câmpie unde s-au schimbat cursurile unor râuri ca Ialomiţa, Buzăul, Timişul, Bega, Mureşul, Crişurile, Barcăul, Crasna etc.

7.9. Evoluţia Mării Negre

La sfârşitul **Pliocenului** apele Mării Negre au fost salmastre şi au avut un nivel mai scăzut decât cel actual. În aceste condiţii s-au depus depozitele ***Formaţiunii de Cianda***, de unde şi denumirea primei faze din evoluţia Mării Negre, respectiv faza Cianda (după Capul Cianda din Peninsula Kerci).

La începutul **Pleistocenului** faza Cianda (I) s-a continuat cu o transgresiune marină care a realizat comunicarea cu Marea Caspică prin Depresiunea Manici - Kuma. Nivelul

Mării Negre s-a ridicat mult faţă de cel actual; astfel depozitele depuse în acest interval se află la altitudini de 20 - 30 m la Capul Cianda, la 50 - 60 m în preajma Dunării inferioare şi la 150 m pe ţărmul caucazian. În zona centrală a bazinului s-au acumulat depozite carbonatice. În timpul fazei Cianda Delta Dunării a fost un golf al Mării Negre.

Spre sfârşitul fazei Cianda s-a stabilit probabil comunicarea cu Marea Mediterană, fapt care a dus la creşterea salinităţii şi la pătrunderea elementelor de faună mediteraneană. Această etapă a fost denumită Karadeniz (II) (numele turcesc al Mării Negre) de către Cepalânga (1984). Urmează o regresiune marină în faza glaciară *Mindel,* când nivelul mării a scăzut cu peste 50 m; acest eveniment a produs exondarea şelfului nord-vestic care a determinat la rândul său adâncirea văilor unor râuri.

În Pleistocenul mediu a avut loc o altă transgresiune care constituie o nouă fază de evoluţie numită faza paleoeuxinică (III). În urma transgresiunii s-a refăcut legătura cu Marea Caspică şi cu Marea Mediterană. La adâncimi mari, în SV bazinului s-au depus depozite detritice reprezentate prin argile şi argile nisipoase tipice Formaţiunii de Barboşi - Babele.

Pe tărmul bulgar şi caucazian depozite paleoeuxinice se găsesc la altitudini de 40 - 60 m sub formă de terase litorale. Acestea corespund fazei interglaciare Mindel - Riss din Pleistocenul mediu.

Pe parcursul acestei faze Delta devine din nou un golf al Mării Negre, cu o extindere mai mare, până în amonte de Feteşti; în acest golf apele s-au îndulcit ca urmare a debitului mare al Dunării.

Transgresiunea paleoeuxinică a fost urmată de o regresiune marină, datorată răcirii climei (glaciaţia Riss); nivelul mării a scăzut, au apărut lagune izolate care au evoluat spre lacuri cu apă dulce, iar râurile şi-au adâncit albiile cu 40 - 50 m. Faza paleoeuxinică ia sfârşit acum cca 400 000 ani.

Faza Uzunlar (IV) s-a caracterizat printr-o nouă transgresiune care în final a realizat legătura cu Marea Mediterană; Delta Dunării a devenit iar un golf cu ape îndulcite, proces care s-a suprapus unui climat cald şi umed.

Transgresiunea a fost urmată de o regresiune marină ce defineşte faza euxinică medie (Prekarangat) (V), regresiune produsă pe fondul unui climat rece, glaciar.

Faza Karangat (VI) corespunde ultimei faze interglaciare când a avut loc o transgresiune marină, nivelul mării crescând cu 3 - 4 m faţă de cel actual. Se reia legătura cu Marea Mediterană.

Faza neoeuxinică (VII), caracterizată printr-o regresiune ce a dus la scăderea nivelului cu 80 - 110 m, corespunde ultimei faze glaciare (Würm ≈ Vistula), probabil

ultimului stadiu glaciar (25 000 - 9000 ani B.P.). Ca urmare a regresiunii Dunărea, Nistrul şi Niprul şi-au prelungit cursurile pe şelf, s-au unit şi au format o deltă comună. Deşi nivelul Mării Negre era scăzut, legătura cu Marea Mediterană s-a menţinut. A avut loc chiar un transfer de ape către Mediterana al cărui nivel a fost sub cel actual cu 120 - 130 m.

În **Holocen** fazele evolutive ale Mării Negre sunt:

1 - Faza Mării Negre vechi când nivelul mării creşte, rămânând cu 25 - 30 m sub cel actual;

2 - Faza Mării Negre noi debutează cu o nouă transgresiune care generează o creştere nivelului cu până la 1 - 2 m peste cel actual. Această fază mai este cunoscută sub numele de *transgresiunea neolitică* (Banu, 1961) sau *transgresiunea dobrogeană* (Coteţ, 1970).

3 - Faza Fanagariană (circa 3000 ani B.P.) a început cu o regresiune, nivelul coboarând cu 5 - 6 m sub cel actual. Această fază mai este denumită *regresiunea histriană* (Coteţ, 1970).

4 - Faza Nimfeană (Valahă după Banu, 1961) s-a produs la sfârşitul mileniului I începutul mileniului II şi s-a caracterizat prin creşterea nivelul cu 1 - 2 m peste cel actual.

Delta Dunării s-a format în Holocen ca urmare a acţiunii combinate a Dunării şi Mării Negre.

Rezumat

Mişcările tectonice din Cuaternar au avut produs înălţarea Carpaţilor şi Subcarpaţilor, generând totodată modificări în aspectul general al reliefului României: înălţări în Podişul Moldovei, Podişul Transilvaniei, Dealurile Vestice; adâncirea văilor şi formarea numeroaselor terase. Modelarea reliefului (deluvială, glaciară şi periglaciară, eoliană, carstică) s-a făcut diferenţiat în funcţie de litologie şi altitudine.

Modificări ale reţelei hidrografice de mare amploare au avut loc în interiorul arcului carpatic prin punerea în loc a vulcanitelor neogene şi cuaternare; de mai mică amploare au fost modificările reţelei hidrografice din Podişul Moldovei şi din zonele de câmpie.

Test de autoevaluare

1. Limita litologică Pliocen – Cuaternar în România este reprezentată de :
   a. Formaţiunea de Cândeşti;
   b. Formaţiunea de Frăţeşti;
   c. Formaţiunea de Coconi;
2. Formaţiunea de Cândeşti are o alcătuire complexă prezentând:
   a. un facies evaporitic alcătuit din gipsuri;
   b. un facies carbonatic alcătuit din calcare şi dolomite.
   c. un facies rudito-arenitic alcătuit din pietrişuri şi nisipuri, urmat de un facies pelitic mai slab dezvoltat;

3. Fază orogenică care a afectat depozitele cuaternare din România a fost:
    a. faza austrică a orogenezei alpine;
    b. faza valahă a orogenezei alpine;
    c. faza pasadeniană a orogenezei caledonice.
4. Efectele manifestării orogenezei alpine asupra depozitelor cuaternare din România au fost:
    a. apariţia structurilor cutate de tip diapiric din Subcarpaţii de Curbură şi Subcarpaţii Getici;
    b. ondulări largi ale depozitelor sedimentare, formarea domurilor în partea centrală, precum şi manifestarea fenomenelor de diapirism în partea marginală a bazinului Transilvaniei;
    c. mişcări de înălţare în orogenul carpatic şi în zonele de platformă.
    d. deformarea teraselor din zona subcarpatică dintre Jiu şi Buzău.
5. Mişcările crustale cuaternare au fost predominant mişcări de înălţare, care au atins:
    a. 2000 m în orogenul carpatic;
    b. 1000 m în orogenul carpatic şi 100 - 200 m în zonele de platformă;
    c. 450 m în zonele de platformă.
6. Mişcările crustale cuaternare de coborâre a reliefului au generat:
    a. formarea Depresiunii Braşovului;
    b. subsidenţa din Câmpia Siretului Inferior, Câmpia Banato-Crișană;
    c. subsidența regiunilor din nordul şi vestul Mării Negre.
7. Vulcanismul cuaternar a produs în România curgeri de lave andezitice în:
    a. Dobrogea;
    b. Apuseni;
    c. lanţul vulcanic intracarpatic.
8. Vulcanismul cuaternar a produs în România curgeri de lave bazaltice la:
    a. Oaș, Gutâi, Călimani, Harghita;
    b. Racoş – Perşani, Detunate –Apuseni, Lucareț – Timiș, Hoghiz – Olt;
    c. Măcin, Teleajen, Apuseni.
9. Principalele minerale rezultate ca urmare a activității vulcanice din România sunt:
    a. hematit, sulf, travertin, siderit;
    b. magnetit, halit, gips, sulf;
    c. grafit, travertin, calcit, dolomit.
10. Formațiunea de Frăţeşti este constituită din roci :
    a. carbonatice;
    b. detritice;
    c. evaporitice.
11. Cele mai mari depozite de loess şi roci loessoide din România aflorează în :
    a. Dobrogea;
    b. Câmpia Română;
    c. Câmpia Banato-Crișană.
12. Grosimea depozitelor de loess din Câmpia Română variază astfel:
    a. crește de la est la vest;
    b. scade de la est la vest.
13. Depozite de loess aflorează pe :
    a. interfluvii;
    b. trepte de versanţi;
    c. terase.
14. Turbăriile eutrofe se formează :
    a. la altitudini reduse, în lacurile în care apele de infiltraţie sunt bogate în substanţe minerale nutritive care oferă condiţii bune de dezvoltare pentru un spectru larg de specii de plante;

b. la altitudini mai mari, fiind alimentate de apele de precipitaţie, sărace în substanţe minerale nutritive, ceea ce permite dezvoltarea doar a unei vegetaţii de muşchi (*Sphagnum*).

15. Turbăria eutrofă cu suprafața cea mai mare este la :
    a. Bazna;
    b. Dersca – Lozna;
    c. Ecedea.
16. Cea mai mare turbărie oligotrofă din Depresiunea Dornelor se găseşte la :
    a. Dorna Candrenilor;
    b. Tinovul Mare;
    c. Șaru Dornei.
17. Aluviunile teraselor râurilor prezintă:
    a. o granulometrie mai grosieră în zona montană şi mai fină spre cursul inferior din zona de câmpie.
    b. o granulometrie mai fină zona montană şi mai grosieră spre cursul inferior din zona de câmpie.
18. Terasa cea mai joasă a unui râu s-a acumulat într-o perioadă:
    a. rece;
    b. caldă.
19. Formele exocarstice ca lapiezuri, doline şi uvale s-au format cu precădere în:
    a. Holocen;
    b. Pleistocen.

Miniglosar

- **antecedenţă,** menţinerea cursului unui râu şi adâncirea văii sale pe un traseu preexistent mişcărilor de înălţare tectonică care au afectat regiunea respectivă;
- **cinerit (tuf vulcanic),** rocă piroclastică fină, formată prin cimentarea unor elemente de natură vulcanică, cu dimensiuni mai mici de 2 mm;
- **creep,** deplasare lentă în josul pantei a părţii superioare a solului, pe o grosime de 70 – 80 cm;
- **crioturbaţie,** ansamblul deranjamentelor şi deplasărilor în masa depozitelor necimentate sub acţiunea proceselor succesive de îngheţ şi dezgheţ;
- **glacis,** depozite neconsolidate rezultate prin eroziunea versanţilor şi acumulate la contactul acestora cu terasele şi fundul văilor sau la contactul zonelor colinare cu câmpia;
- **piemont,** suprafaţă plană cu înclinarea de 1° -7° situată la periferia muntelui, formată prin acumularea depozitelor aluviale;
- **piroclastit, 1.** particulă de origine vulcanică, rezultată direct din activitatea explozivă a unui vulcan; **2.** piroclastitele sunt roci vulcanice mobile (ex. tephra, cenuşă) sau consolidate, fine (tuf) sau grosiere (aglomerate);
- **talveg (canal de etiaj),** porţiunea de canal din albia minoră a unui râu, prin care scurgerea se face permanent.

Bibliografie minimală

Anastasiu N., Mutihac V., Grigorescu D., Popescu G. (2007) – *Dicţionar de geologie.* Ed. Didactică şi Pedagogică, R.A., 320 p., Bucureşti.

Banu A. C. (1971) – *Delta Dunării, studiu de geografie fizică*. Rezumatul tezei de doctorat.

Brânduş C. (1981) – *Subcarpaţii Tazlăului. Studiu geomorfologic.* Ed. Academiei, Bucureşti.

Coteţ P. (1976) – *Câmpia Română. Studiu de geomorfologie integrată.* Ed. Ceres, Bucureşti.

Enciu P. (2007) – *Pliocenul şi Cuaternarul din vestul Bazinului Dacic. Stratigrafie şi evoluţie paleogeografică*. Ed. Academiei Române, 228 p., Bucureşti.

Givulescu R. (1996) – *Turbăriile fosile din Terţiarul României*. Ed. Carpatica, 171 p., Cluj Napoca.

Macarovici N. (1968) – *Geologia Cuaternarului.* Ed. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.

Morariu T., Gârbacea V. (1960) – *Terasele râurilor din Transilvania.* Comunicări, Academia Română, X, fasc. 6.

Petrescu I. (1990) – *Perioadele glaciare ale Pământului*. Ed. Tehnică, 251 p., Bucureşti.

Pop E. (1960) – *Mlaştinile de turbă din Republica Populară Română.* Ed. Academiei R. P. R., 511 p., Bucureşti.

Sficlea V. (1960) – *Pietrişurile de Bălăbăneşti şi câteva precizări geomorfologice legate de ele.* Anal. Şt. Univ. "Al. I. Cuza" Iaşi,secţia II, VI, 2, Iaşi.

Sficlea V. (1980) – *Podişul Covurlui. Studiu geomorfologic.* În vol. "Masivul Ceahlău, Ţara Giurgeului, Depresiunea Dărmăneşti, Podişul Covurlui", Ed. Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.

Unitatea de învăţare 8
FENOMENUL GLACIAR

Cuprins

8.1. Introducere
8.2. Competenţele unităţii de învăţare
8.3. Gheaţă şi gheţari
8.4. Părțile componente ale unui gheţar
8.5. Clasificarea gheţarilor
8.6. Eroziunea glaciară
8.7. Depozite periglaciare și permafrost
8.8. Glaciația cuaternară
Rezumat
Test de autoevaluare
Miniglosar

8.1. Introducere

Glaciologia, ştiinţă a gheţii şi a gheţarilor, s-a conturat odată cu rezultatele obţinute în cercetarea Cuaternarului, cercetare ce presupune o abordare multidisciplinară. Evenimentul cel mai important din Cuaternar îl reprezintă *glaciaţia,* cu toate repercursiunile sale asupra mediului planetar. În acest sens sunt de menţionat în primul rând studiile pentru reconstituirea climei Cuaternarului inferior care a permis instalarea gheţarilor. Gheţarii pleistoceni furnizează glaciologiei actuale date asupra reliefului creat de gheţari şi a depozitelor glaciare, conform principiului actualismului: "prezentul este cheia trecutului". Astfel, cercetarea gheţarilor actuali permite reconstituirea unor caracteristici ale glaciaţiei pleistocene: distribuţia spaţială a gheţarilor, dinamica gheţii, condiţiile climatice, repartiţia şi adaptarea florei şi faunei la condiţiile de mediu etc.

Originea fluctuaţiilor climatice în Cuaternar rămâne încă la stadiul de ipoteză. Cert este însă că învelişul de gheaţă a modificat la rândul său condiţiile climatice prin albedou, prin temperatura scăzută a masei acvatice şi a zonelor limitrofe calotelor glaciare, şi prin curenţii oceanici. Descifrarea condiţiilor biopedoclimatice şi geomorfologice ale regiunilor cu îngheţ veşnic (permafrost) se realizează şi prin glaciologie. Cercetarea completă a periglaciarului se face de altfel de către echipe mixte formate din glaciologi, geologi, geomorfologi şi climatologi.

8.2. Competenţele unităţii de învăţare

La finalul parcurgerii acestei unităţi de învăţare, studentul va fi capabil să explice şi să descrie: părţile componente ale unui gheţar, mecanismul de eroziune glaciară şi formele specifice de relief, depozitele periglaciare și permafrost, cronologia clasică alpină.

Durata de parcurgere a unităţii de învăţare este de 4 ore.

8.3. Gheaţă şi gheţari

Fizicienii definesc gheaţa ca fiind starea solidă a apei. Pentru glaciologi, gheaţa este apa solidă în masă compactă. Zăpada se transformă în gheaţă trecând prin stadiul de *névé (firn).* Altfel spus, névé-ul este constituit dintr-o zăpadă puternic consolidată, respectiv zăpada iernii precedente care nu s-a topit în timpul verii, în domeniul glaciarului temperat. Prin urmare, *gheţarul* este un volum de gheaţă, de dimensiuni variabile, format prin acumularea şi transformarea zăpezii în firn (névé) şi apoi în gheaţă prin tasare, topire parţială şi îngheţ sau reîngheţ. Pe scurt, gheţarul este masa de gheaţă formată din zăpadă, pe uscat.

După forma, mărimea şi condiţiile de acumulare ale zăpezii există două grupe de gheţari:

- *gheţari de calotă* sau *continentali*, cunoscuţi şi sub denumirea norvegiană de *inlandsis*;
- *gheţari montani* sau *locali (gheţari de vale).*

Gheţarii de calotă (Fig. 56) se formează prin acumularea zăpezii pe suprafeţe continentale relativ plate sau uşor denivelate; relieful de la marginea calotei diminuează evacuarea masei de gheaţă. În diametru, calotele ating mii de kilometri (8000 km în Antarctica şi 1000 km în Groenlanda). Calota glaciară cuaternară din America de Nord avea 5000 km în diametru, iar cea din nordul Europei, circa 2000 km.

Gheţarii montani (Fig. 56) se formează în regiunile înalte, montane. Părţile componente ale acestor categorii de gheţari sunt în general aceleaşi, dar diferă atât parametrii morfometrici cât şi cei morfografici, ca rezultat al dinamicii masei de gheaţă.

8.4. Părţile componente ale unui gheţar

Zona de acumulare (zona de alimentare) constituie partea superioară a gheţarului care poate avea aspect de dom, platou, vale înaltă sau cuvetă. În cazul platoului glaciar, deasupra gheţii apar din loc în loc vârfuri stâncoase numite *nunatak-uri* (termen groenlandez). Când partea superioară a gheţarului este o vale cu versanţi abrupţi, acumularea se face predominant din avalanşe (în Munţii Caucaz, Himalaya). Când zona de acumulare este reprezentată de văi largi, cu versanţi uşor înclinaţi, unde avalanşele lipsesc, alimentarea se face din precipitaţii (Munţii Anzi).

Zona de acumulare se mai numeşte şi ***câmp de firn (névé),*** după procesul de firnificare, respectiv de transformare a zăpezii în firn şi apoi în gheaţă, prin tasare şi

recristalizare. La gheţarii de calotă zona de acumulare se află în partea centrală şi prezintă suprafeţe mai extinse decât la gheţarii montani. La gheţarii de vale, trecerea de la zona de acumulare la cea de ablaţie se face printr-un *prag glaciar*, marcat prin crevase adânci (fisuri) în masa gheţarului, formându-se astfel *cascada de gheaţă* (Fig. 57).

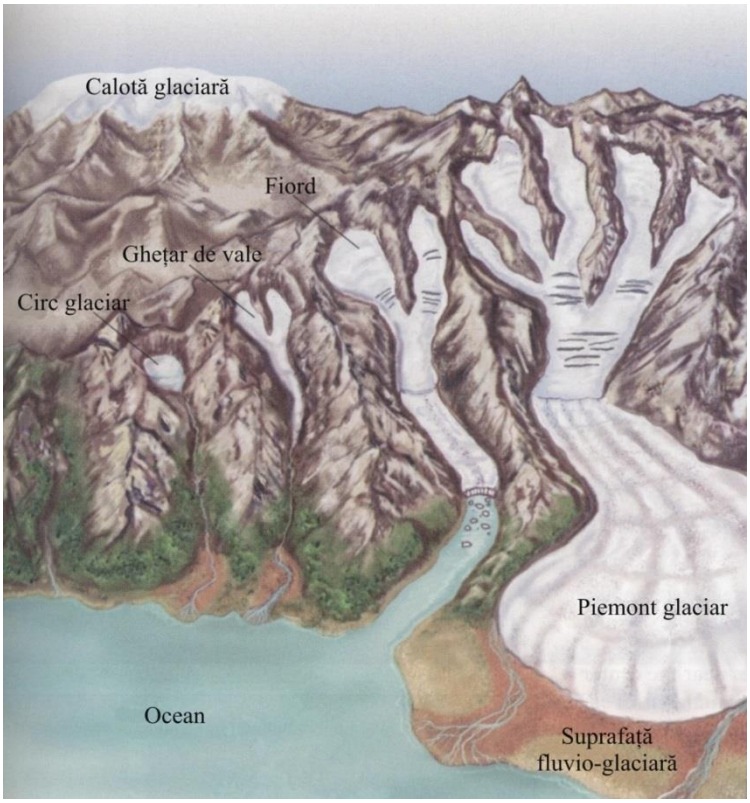


Fig. 56 Tipuri de gheţari montani clasificate după formă şi mărime. Un circ glaciar mic ocupă o depresiune la partea superioară a unei văi, în timp ce în văile adiacente apar două circuri glaciare care se unesc şi formează o vale glaciară. În următoarea vale alunecă gheaţa în lungul unui fiord. Alături, câteva văi glaciare se unesc într-una singură, care se termină printr-un piemont glaciar. În plan îndepărtat, un platou montan înalt este acoperit de o calotă glaciară (Skinner & Porter, 2000).

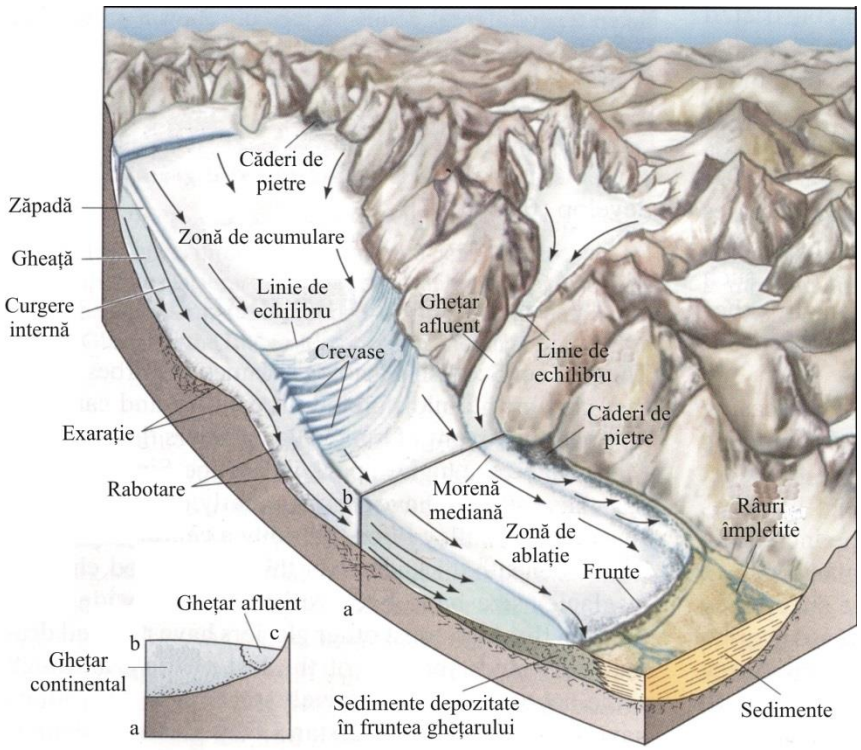


Fig. 57 Caracterele principale ale unui gheţar de vale. Săgeţile arată direcţiile de curgere a gheţii (Skinn & Porter, 2000).

Cuveta (circul glaciar) poate avea forme diferite. Între peretele de rocă al circului şi masa de gheaţă se formează o fisură verticală numită *rimaye* (Fig. 58) care apare ca urmare a neaderării gheţii la rocă.

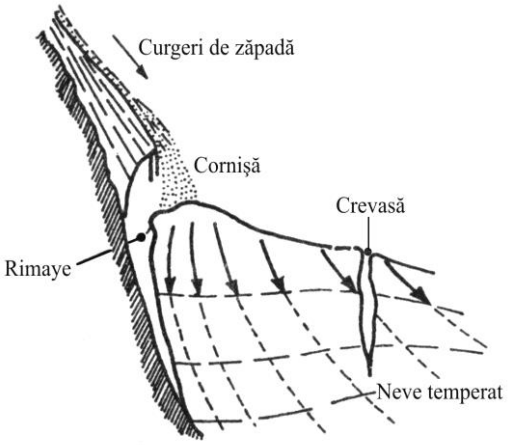


Fig. 58 Rimaye (Grecu, 1997).

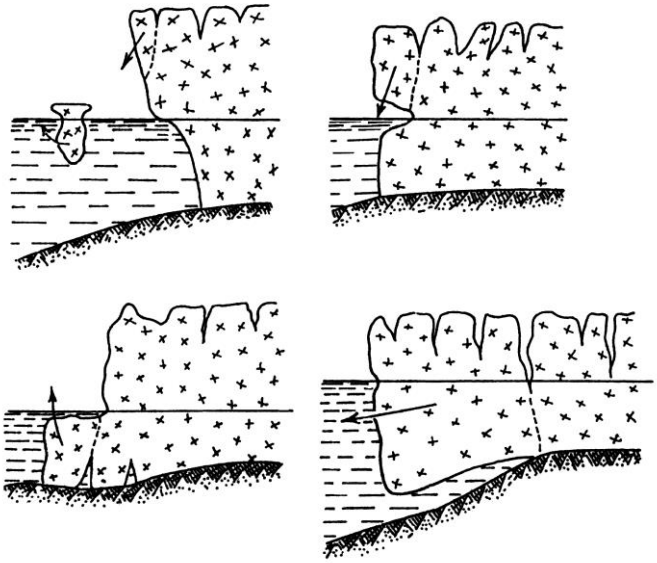


Fig. 59 Fronturi glaciare marine – moduri de evoluţie (L. Lliboutry, 1965, fide Grecu, 1997).

Zona de ablaţie (de topire) este situată în aval de zona de acumulare, acolo unde topirea este mai intensă decât acumularea. La gheţarii de calotă zona de topire se află la periferia masei glaciare, suprapunându-se uneori *limbii glaciare* ce curge într-o vale şi care poate avea lungimi apreciabile.

Între zona de acumulare şi cea de ablaţie se interpune *linia de echilibru* unde bilanţul glaciar este nul (Fig. 59).

Fruntea (frontul) gheţarului este o componentă complexă din punct de vedere al diversităţii tipurilor combinate de procese glaciare, al dinamicii şi bilanţului gheţarului.

Fruntea este capătul dinspre aval al gheţarului şi constituie rezultatul proceselor de înaintare şi retragere a acestuia. Se disting două tipuri de frunţi: marină şi terestră.

Fruntea marină reprezintă contactul dinspre aval al gheţarului cu mediul acvatic. Datorită acţiunii de eroziune exercitată de apă asupra gheţii, din această frunte se desprind mase de gheaţă (Fig. 59) numite *iceberguri.* Ciocnirea cu un astfel de iceberg a condus la scufundarea celebrului vas englezesc Titanic în noaptea de 4 aprilie 1912.

Fruntea terestră reprezintă partea terminală a gheţarilor montani. La gheţarii care se retrag (se topesc), datorită bilanţului negativ şi al ablaţiei puternice, fruntea este teşită şi acoperită de cele mai multe ori de grohotiş. Gheţarii care înaintează, cu un bilanţ pozitiv, au o frunte în general abruptă. Datorită ablaţiei şi crevaselor, din frunţile terestre se desprind bucăţi de dimensiuni mari numite *seracuri*.

8.5. Clasificarea gheţarilor

Cea mai simplă clasificare de care am amintit mai sus cuprinde gheţarii montani (locali) şi gheţarii continentali sau de calotă (inlandsis).

În afară de această clasificare există o serie de criterii care vizează temperatura gheţii unui gheţar, condiţiile de curgere, elementele de morfometrie şi poziţia geografică a gheţarilor, toate acestea conducând la separarea mai multor tipuri de gheţari pe care le vom prezenta mai jos.

8.5.1. Clasificarea gheţarilor după temperatura gheţii

Variaţia uşoară a temperaturii gheţii în decursul unui an influenţează atât bilanţul masei de gheaţă, cât şi circulaţia apei în interiorul gheţarului. Temperatura gheţii este dependentă de temperatura aerului, motiv pentru care această clasificare ţine seama de poziţia geografică a gheţarilor.

Gheţarii din regiunile temperate. În această categorie se înscriu gheţarii din Alpi, Pirinei şi din sudul Scandinaviei. La aceşti gheţari, topirea (ablaţia) din timpul verii este însemnată, chiar şi în zona de alimentare a gheţarului. Apa rezultată din topirea gheţii se scurge pe la baza gheţarului, mărind potenţialul de eroziune al acestuia şi facilitând mişcarea lui. Apa intraglaciară, prin recristalizare, produce mărirea volumului gheţarului rezultând transformarea rapidă a zăpezii în firn (névé) şi apoi în gheaţă.

Gheţarii din regiunile polare se caracterizează prin topirea foarte redusă, datorită temperaturilor sub 0° C, chiar şi în timpul verii, fapt ce determină transformarea foarte lentă a zăpezii în firn. Astfel, suprafaţa gheţarilor este acoperită cu o manta groasă de firn.

Gheţarii din regiunile subpolare. Temperatura relativ ridicată din timpul verii determină topirea zăpezii de la suprafaţa gheţii. Apa pătrunde în adâncime, unde recristalizează datorită temperaturilor negative. La aceşti gheţari nu există apă în stare lichidă, firnul persistând pe grosimi de 10 – 20 m.

8.5.2. Clasificarea gheţarilor după condiţiile de curgere

Această clasificare se face în funcţie de stadiul evolutiv al masei de gheaţă în sens descrescător de la stadiul de formare (de tinereţe), în plină activitate, la stadiul de maturitate şi apoi de stingere.

Gheţarii activi se mişcă relativ repede, producând deplasarea sfărâmăturilor de roci rezultate prin eroziune glaciară. Acest tip de gheţari se află în regiunile cu precipitaţii solide, îndeosebi în zona de acumulare a gheţarului, generând un bilanţ pozitiv al masei de gheaţă.

Gheţarii pasivi se scurg încet şi au grosime mică, fapt care produce uneori suspendarea lor deasupra limbii glaciare. Topirea este mai intensă decât alimentarea gheţarului (bilanţ negativ), fapt care conduce la reducerea treptată a volumului său şi transformarea lui în gheţar mort.

Gheţarii morţi sunt resturi ale unor gheţari activi sau pasivi, la care nu se face alimentarea cu firn (gheţarii din Mexic).

8.5.3. Clasificarea morfologică a gheţarilor

În această clasificare se iau în considerare aspectul general al masei de gheaţă şi poziţia acesteia pe suprafaţa Pământului sau în cadrul zonei montane. După morfologie, gheţarii pot fi: simpli şi compuşi.

Gheţarii simpli sunt formaţi dintr-un bazin de alimentare, în care se acumulează precipitaţiile solide, şi o singură limbă glaciară, prin care excedentul de precipitaţii se evacuează spre zonele mai coborâte.

Gheţarii compuşi (dendritici) sunt formaţi fie din mai mulţi gheţari simpli ale căror limbi se unesc într-un singur curent de gheaţă, fie dintr-o masă de gheaţă ce corespunde bazinului de alimentare din care pleacă mai multe limbi glaciare. Acest tip de gheţari este cel mai frecvent.

După poziţia geografică şi morfografie

Gheţarul suspendat (gheţarul de circ) este un gheţar simplu fără o limbă distinctă. Masa de gheaţă este cantonată numai în circul glaciar, în craterele vulcanice sau în nişe de versant.

Gheţarul de vale este format dintr-un bazin de alimentare cu gheaţă, circul de gheaţă şi limba (Fig. 57, 60). Gheaţa se deplasează pe văi, exercitând o puternică eroziune a acestora.

Cei mai studiaţi gheţari de vale sunt cei din Alpi *(tipul alpin).* Tot în această categorie este gheţarul *himalayan* caracterizat prin limbi foarte lungi, ce depăşesc 50 km, având aspectul unor fluvii de gheaţă. Gheţarii de vale pot fi instalaţi şi în craterele vulcanice (*tipul Kilimandjaro*, Fig. 61) cum sunt: gheţarii Shira, Mawenzi şi Kibo din Kilimandjaro; Lewis, Forel, Diamond, Darwin, Joseph, Cezar din Kenya.

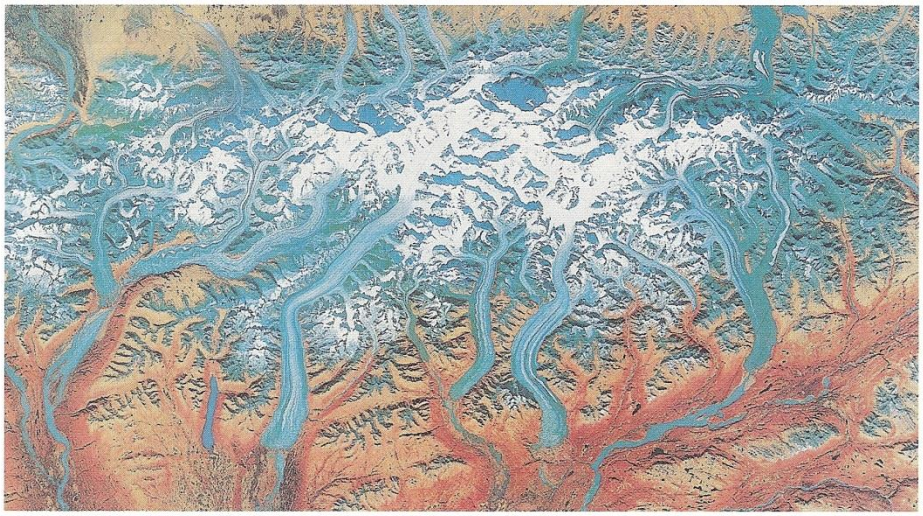


Fig. 60 Gheţari de vale. Vedere satelitară a unui complex de gheţari de vale, care acoperă cea mai mare parte a Parcului Naţional Denali din Alaska (Skinner & Porter, 2000).

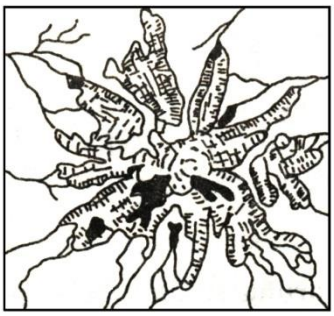


Fig. 61 Tipul de gheţar Kilimandjaro (Grecu, 1997).

Gheţarul de piemont (Fig. 56) apare atunci când gheaţa înaintează din zona de alimentare către un ţinut mai jos, unindu-se în adevărate piemonturi de gheaţă. Este un gheţar compus, tipic regiunii montane din Alaska (*tip alaskian*). Caracteristici acestui tip sunt gheţarii: Malaspina, Behring şi Alaska din Alaska sau Rafael din Chile.

Calotele glaciare (inlandsis) sunt mase mari de gheaţă, foarte extinse ca suprafaţă, care acoperă relieful în întregime, cum este cazul calotelor antarctice (Fig. 62) şi groenlandeze, sau parţial, cum sunt calotele islandeze (Fig. 63).

Câmpurile glaciare sunt întinderi de gheaţă mai mici ca suprafaţă decât calotele glaciare, care nu acoperă complet relieful datorită grosimii reduse de gheaţă cu grosimi cuprinse între 200 – 300 m. Câmpuri glaciare sunt în arhipelagurile Franz Iosef, Novaia Zemlea, Severnaia Zemlea, iar în emisfera sudică în Hielo Patagonica de Nord şi Hielo Patagonica de Sud (America de Sud).

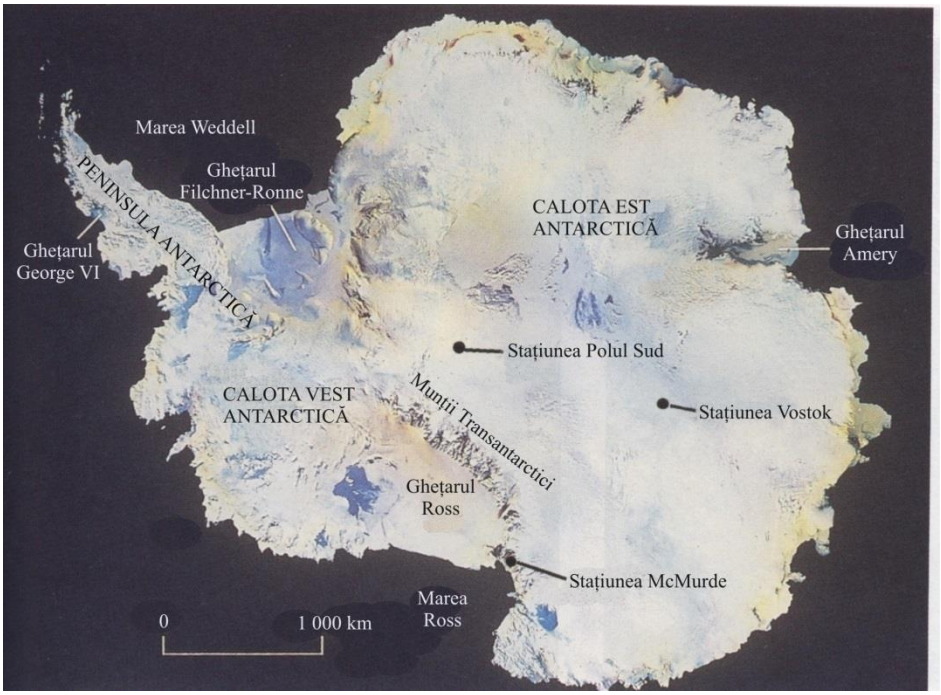


Fig. 62 Vedere satelitară a calotelor antarctice. Calota est-antarctică acoperă cea mai mare parte a continentului, pe când calota vest-antarctică, mult mai mică, se întinde peste un arc vulcanic insular şi fundul mării din jur. Banchize mari de gheaţă ocupă golfuri largi, căpătând aspectul unor râuri de gheaţă (Skinner & Porter, 2000).

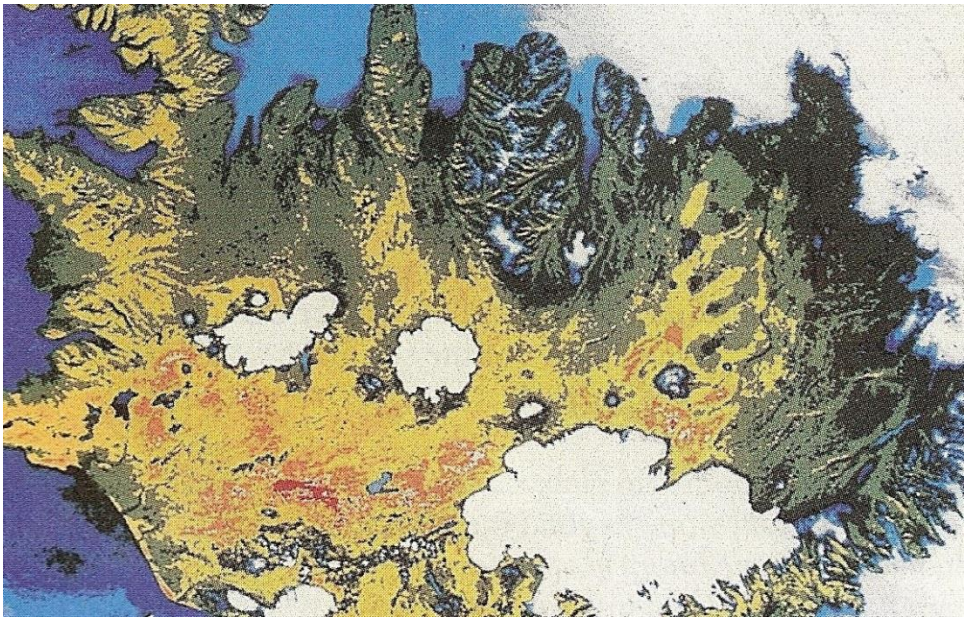


Fig. 63 Calote glaciare care acoperă zonele înalte din Islanda. Calota Vatnajökull, din partea de sud-est a insulei, acoperă 8300 km^2 şi se întinde peste un vulcan activ (Skinner & Porter, 2000).

Cupolele glaciare sunt formate pe unele platouri montane. Au aspect de platoşă din care se desprind limbi glaciare cu dispunere radiară. Astfel de cupole, întâlnite în literatura de specialitate şi sub denumirea de *calote de munte* sau *gheţari de tip norvegian,* se găsesc în Norvegia (gheţarul Jostedal, cu suprafaţa de 486 km^2, este cel mai mare din Europa), în

Insulele Franz Josef, Severnaia Zemlea şi Baffin (două cupole, fiecare de aproximativ 6000 km^2). În aceeaşi categorie a cupolelor glaciare intră şi gheţarii formaţi în craterele vulcanilor stinşi (Chimborazo – 6310 m, Cotopaxi – 5897 m din Mt. Cayambe, Ecuador).

Limbile de gheaţă sunt mase glaciare asemănătoare unor râuri de gheaţă, ce se detaşează din calote, câmpuri sau cupole glaciare. Nu au un bazin de alimentare bine definit, în schimb viteza mai mare de deplasare a masei glaciare le delimitează de restul gheţii din jur. De exemplu, limbile de gheaţă care formează gheţarul Lambert (300 km lungime) şi gheţarul Ross (200 km lungime) din Antarctica şi gheţarul Kaskawulsh din Canada (Fig. 64).

Fig. 64 Râuri de gheaţă. Benzile negre de roci rezultate prin eroziunea patului gheţarului marchează limitele dintre râurile de gheaţă tributare care s-au unit formând gheţarul Kaskawulsh, un gheţar de vale în Yukkon, Canada (Skinner & Porter, 2000).

8.6. Eroziunea glaciară

Gheţarul se comportă, în aceeaşi măsură, ca un plug, ca o pilă şi ca o sanie pe suprafaţa rocii peste care el se mişcă. Gheţarul acţionează ca un plug, zgâriind (răzuind) suprafaţa rocilor alterate şi solul, smulgând blocuri din stratul de rocă; acţionează ca o pilă, producând un zgomot asemănător unui scrâşnit datorită erodării rocilor dure şi ca o sanie când transportă încărcătura de sedimente obţinută prin răzuirea şi "pilirea" rocilor peste care trece. La această încărcătură se adăugă resturile de roci care cad pe suprafaţa gheţarului de pe pantele adiacente.

Datorită eroziunii, pe suprafaţa stratului de rocă peste care trece gheţarul apar o serie de urme de mărimi şi forme variate, în funcţie de dimensiunea fragmentelor de rocă prinse în gheaţă.

Fragmentele mici de rocă prinse în gheaţa din baza gheţarului zgârie patul de rocă de sub gheţar, producând zgârieturi lungi, aproape paralele numite *striaţii glaciare* (Fig. 65). Fragmentele mai mari de rocă pe care gheaţa le scoate din stratul de rocă produc *şanţuri (canale) glaciare* aliniate pe direcţia de curgere a gheţii. Granulele de silt din baza gheţii acţionează ca un şmirghel fin şi lustruiesc roca până când crează o suprafaţă netedă, lucioasă ca o oglindă.

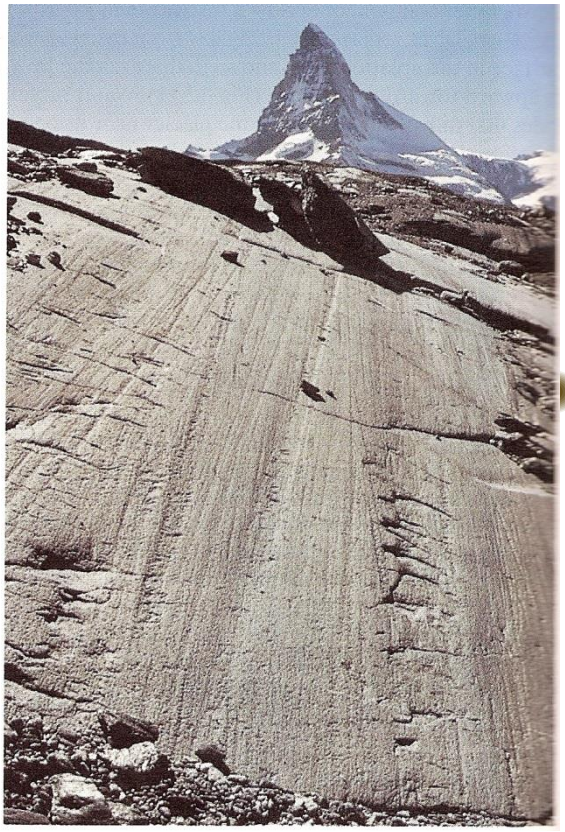


Fig. 65 Urme glaciare. O suprafaţă de rocă care prezintă sanţuri şi striaţii produse de fragmentele de rocă prinse în baza gheţarului Findelen (Alpii Elveţieni). În plan îndepărtat se înalţă Matterhorn (Skinner & Porter, 2000).

Geologii folosesc striaţiile şi şanţurile glaciare, împreună cu alte astfel de forme orientate, pentru a reconstitui direcţia de curgere a gheţarilor de altădată. Gheaţa încărcată cu fragmente de rocă zgârie şi lustruieşte coline mici din rocă situate spre părţile mai înalte ale gheţarului şi smulge blocuri de rocă din părţile joase ale acestuia. Formele de relief asimetrice astfel rezultate, netede şi uşor înclinate în zonele înalte ale gheţarului şi abrupte şi ascuţite în zonele joase, constituie dovezi ale direcţiei de mişcare a gheţarului (Fig. 66).

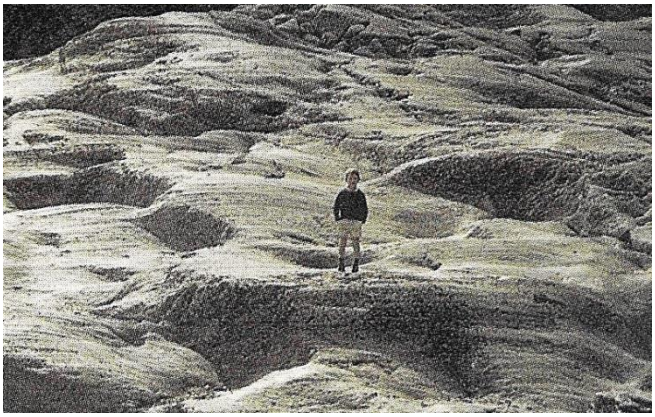


Fig. 66 Suprafaţa unui strat de rocă sculptată asimetric de fruntea gheţarului Franz Josef din Noua Zeelandă. Gheţarul curge de la dreapta la stânga (Skinner & Porter, 2000).

8.6.1. Relief de eroziune glaciară

Frumuseţea celor mai înalţi munţi din lume este rezultatul direct al eroziunii glaciare, care a generat un ansamblu distinct de forme alpine de relief.

Circurile glaciare sunt aproape cele mai comune şi deosebite forme de relief glaciar. Circul glaciar este o microdepresiune semicirculară sau circulară, cu fundul relativ plat şi versanţi abrupţi, care a fost sau este ocupată de gheţar. În geneza circurilor se disting trei faze. În prima fază (I) are loc acumularea unor cantităţi mari de zăpadă pe o suprafaţă uşor concavă situată fie la obârşia unei văi, fie pe accidente structurale. În următoarea fază

(II), zăpada stratificată începe să se transforme în névé şi în gheaţă, simultan cu mărirea depresiunii prin procese de gelivaţie. Când grosimea névé-ului şi a gheţii depăşeşte coeficientul de frecare, aceasta începe să alunece spre altitudini mai coborâte. În ultima fază (III) are loc modelarea puternică a circului, a versanţilor şi a fundului său, transformându-se în depresiuni de diferite dimensiuni. Prin intersectarea crestelor care separă circurile alăturate apar fie circuri complexe, fie creste de altitudini reduse. De sub platoşa de gheaţă se ivesc creste de rocă numite *nunatak-uri*. Când trei sau mai multe circuri au sculptat masa dură a muntelui, rezultatul poate fi apariţia unor vârfuri înalte piramidale, numite *hornuri*. Un astfel de pisc este Matterhorn din Alpii Elveţieni (Fig. 65).

Văile glaciare. Văile formate de gheţarii vechi diferă de văile râurilor obişnuite prin câteva caractere. Caracteristica principală a văii glaciare este forma literei U în profil transversal şi patul (fundul) văii care este situat mai jos decât paturile văilor tributare mai mici. În figura 67 se observă o astfel de vale glaciară formată în Sierra Nevada din California.

Mai rar şi în mod necaracteristic, văile glaciare pot avea şi forma literei V, cum sunt văile glaciare din Marea de Gheaţă. În profil transversal apar deseori umeri de vale, care sunt fie dovezi ale fazelor glaciare succesive, fie ale evoluţiei periglaciare.

Fig. 67 Glaciaţie în Yosemite. Glaciaţiile repetate au sculptat muntele în profunzime, rezultând Valea Yosemite (sub formă de U), din Sierra Nevada (California). Valea glaciară a fost alimentată de o calotă montană extinsă ce a acoperit suprafeţele vălurite, înalte ale muntelui, calotă vizibilă în plan îndepărtat (Skinner & Porter, 2000).

Profilul longitudinal al unei văi glaciare prezintă o succesiune de trepte (praguri) şi cuvete (bazine) situate în amonte de praguri, rezultate prin procese de subsăpare glaciară (Fig. 68). Adâncirea cuvetelor din spatele pragurilor se explică prin creşterea în grosime a

gheţii, care are o acţiune eroziv mai intensă în contrapantă. După topirea gheţarilor, aceste cuvete, ca şi circurile glaciare, sunt ocupate de lacuri glaciare.

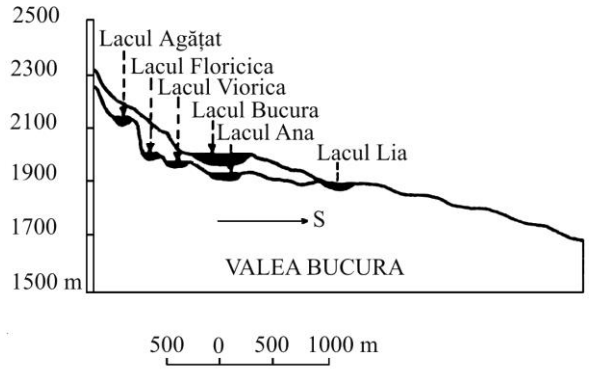


Fig. 68 Profil longitudinal prin Valea Bucurei din Munţii Retezat (Pişota, 1971).

Fiordurile (Fig. 56) sunt vechi văi glaciare acoperite în prezent cu apă. Sunt situate în lungul coastelor montane orientate spre vest din Norvegia, Alaska, British Columbia, Chile şi Noua Zeelandă. Fiordurile tipice sunt puţin adânci spre terminaţiile lor dinspre mare şi mai adânci spre interior. Acest lucru este rezultatul modului specific în care se produce eroziunea glaciară spre partea superioară a văii glaciare. Eroziunea produsă de frontul limbii de gheaţă a creat bazine alungite în patul văii glaciare, uneori cu adâncimi mai mari de 300 m deasupra nivelului actual al mării (Fig. 69). Fiordul Sogne din Norvegia atinge o adâncime de 1300 m, cu toate că aproape de partea terminală dinspre mare apa are numai 150 m adâncime.

8.6.2. Relief de eroziune şi de acumulare fluvio – glaciară produs de gheţarii de calotă

Formele de relief create prin transportul şi acumularea materialelor în condiţii subglaciare, intraglaciare, supraglaciare sau de-a lungul marginilor masei de gheaţă de către apa provenită din topirea gheţii au fost separate în două mari tipuri, în funcţie de modul lor de formare şi de poziţia faţă de sursa glaciară: formaţiuni glaciare propriu-zise şi formaţiuni create la contactul cu domeniul periglaciar. Dintre variatele forme de acumulare fluvio-glaciară vom face referire doar la cele mai importante.

Drumlinurile. Pe multe zone din interiorul limitelor unor calote de gheaţă vechi, suprafaţa scoarţei terestre a fost modelată sub forma unor coline netede, aproape paralele, multe dintre ele având câţiva kilometri în lungime. Aceste forme sunt denumite *drumlinuri.* Formate din depozite glaciare alungite în sensul de deplasare al gheţarilor, drumlinurile sunt mai masive în amonte decât în aval, cu dimensiuni ce ating 2 – 3 km lungime, 1 km lăţime şi 20 – 30 m înălţime (Fig. 70).

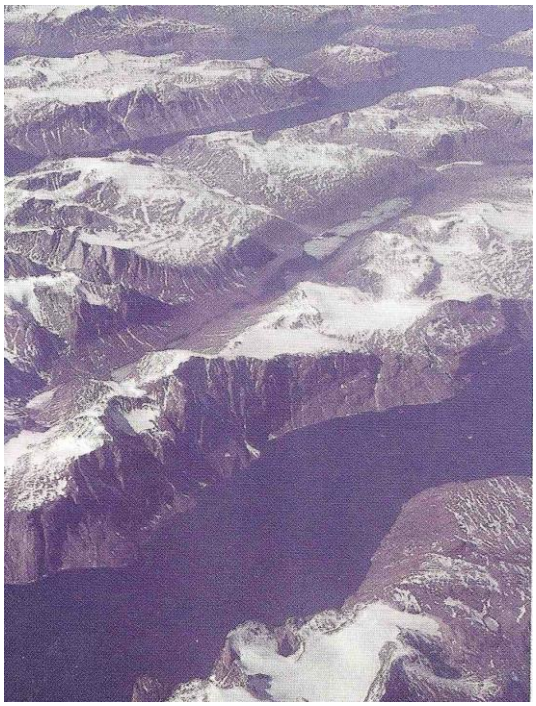


Fig. 69 Fiorduri care dantelează coasta nord-estică a Insulei Baffin din nord-estul Canadei (Skinner & Porter, 2000).

Fig. 70 Drumlinuri. Un „câmp" de drumlinuri din regiunea Dodge, Wisconsin, formate în timpul ultimei glaciaţii, orientate paralel cu direcţia de curgere a gheţii (Skinner & Porter, 2000).

Eskerurile (öesar, asar) sunt forme asemănătoare drumlinurilor, dar mai lungi şi sinuoase, cu lungimi de câţiva kilometri, 50 m lăţime şi 20 m înălţime. Aceste forme au fost create prin sedimentarea subglaciară a canalelor tunel parcurse de apele de topire. Formarea lor este legată de topirea activă a gheţarilor în curs de îmbătrânire. Sunt constituite din material litologic stratificat, dispus orizontal sau oblic (Fig. 71).

Kamele sunt forme pozitive, cu aspect de movilă în centrul vechii văi glaciare, sau sub formă de terasă sau de deltă (kame deltaice) (Fig. 71). Sunt formate din nisipuri argiloase şi nisipuri cu stratificaţie orizontală, având înălţimi de 5 – 70 m şi diametre de 100 – 2000 m. Apariţia lor este legată de ablaţia gheţarilor pasivi.

Kettle sunt depresiuni circulare cu lăţimi de până la 2 km şi adâncimi de maxim 8 m, care pot să apară în morenele de fund, la partea superioară a kamelor sau chiar pe versanţii acestora (Fig. 71).

Salpauselka şi pradolinele sunt forme de relief rezultate din morena frontală a gheţarilor de calotă, ca urmare a înaintării şi retragerii lor succesive.

Salpauselka reprezintă forme pozitive cu aspect de coline alungite pe sute de kilometri, paralele cu fruntea gheţarului, cu înălţimi medii ce nu depăşesc 100 m; sunt frecvente în relieful Finlandei.

Pradolinele sunt forme negative, cu aspect de canale depresionare, situate între valurile de morene frontale.

Sandrele sau câmpurile de sandre sunt forme fluvio-glaciare constituite din aluviunile apelor formate la periferia gheţarilor. Panta generală a câmpurilor de sandre este de câţiva metri la kilometrii, iar suprafaţa lor prezintă din loc în loc microforme pozitive, dune formate din nisipuri fine şi loessuri, şi microforme negative, numite *zolii*.

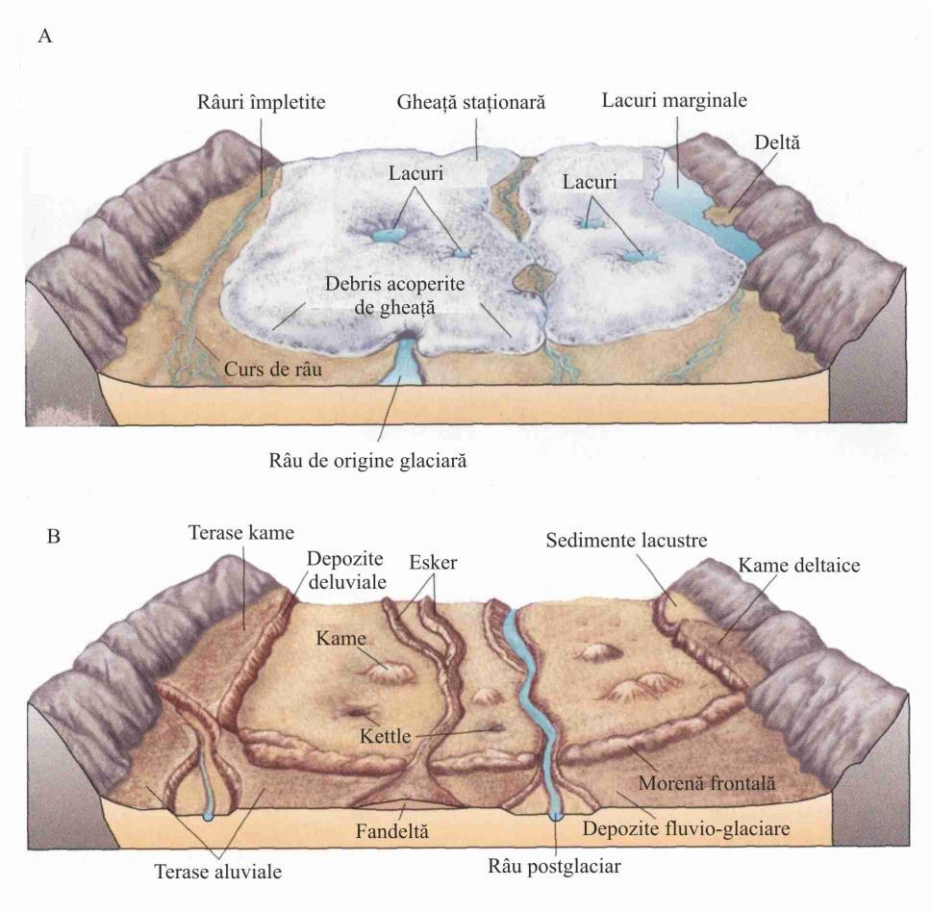


Fig. 71 Formele de relief create de gheaţa staţionară.
A - Topirea gheţii staţionare oferă pereţi de fixare temporari pentru corpurile de sedimente stratificate depuse de râurile şi lacurile formate din apele de topire.
B - Odată gheaţa topită, corpurile de sedimente se prăbuşesc, creând pradoline şi kame (Skinner & Porter, 2000).

Să ne reamintim

Părţile componente ale unui gheţar sunt: zona de acumulare (câmp de firn), circul glaciar, zona de ablaţie, fruntea gheţarului. Există două tipuri principale de gheţari: montani (locali) şi continentali sau de calotă (inlandsis). La acestea se adaugă o serie de alte tipuri separate după criterii care vizează temperatura gheţii unui gheţar, condiţiile de curgere, elementele de morfometrie şi

poziţia geografică a gheţarilor. Rezultatul eroziunii glaciare este apariţia mai multor forme specifice de relief care se clasifică în funcţie de principalele procesele genetice: de eroziune, de eroziune şi acumulare fluvio - glaciară, de acumulare glaciară.

8.6.3. Relief de acumulare glaciară

Gheţarii sunt agenţi de eroziune, transport şi acumulare. Multe din sedimentele şi formele de relief pe care ei le produc sunt deosebite, fapt ce uşurează munca geologilor şi geomorfologilor în interpretarea variaţiilor glaciare înregistrate de foştii gheţari.

Sedimentele depozitate de un gheţar sau de râurile create prin topirea gheţii sunt numite în general *drift glaciar* sau mai simplu *drift*, în literatura de specialitate engleză şi americană. Cu alte cuvinte drift-ul reprezintă formaţiunile glaciare propriu-zise. Aceste formaţiuni includ sedimentele create atât de mişcarea gheţii, cât şi de gheaţa staţionară. Astfel au fost recunoscute câteva tipuri de sedimente care formează serii gradate de la depozite nesortate la cele sortate.

Exemple: Formaţiunile glaciare recente ocupă circa 35% din suprafaţa Europei şi anume: Europa de Nord (Peninsula Scandinavia, Finlanda), Europa Centrală (nordul Poloniei, Germaniei şi Olandei), precum şi zona montană începând din vest cu Pirinei, Masivul Central Francez, Munţii Jura, Munţii Vosgi, şi continuând, spre est, cu Munţii Alpi, Munţii Carpaţi, Munţii Caucaz. Formaţiunile glaciare se găsesc pe arii întinse în America de Nord (Canada, nordul SUA), la diferite altitudini în toată Cordiliera Pacifică, din Alaska până în Insula Ţara de Foc, în Asia Centrală Înaltă etc. Prezenţa lor este datorată extinderii gheţarilor cuaternari şi a celor actuali.

Till-urile sunt sedimente nesortate depozitate direct de gheaţă. Termenul de till a fost utilizat de fermierii scoţieni mult înainte ca originea acestui sediment să fie cunoscută. Particulele de rocă din corpul unui till rămân în locul unde gheaţa le-a transportat. Cele mai multe till-uri reprezintă un amestec de fragmente de roci prinse într-o matrice fin granulară (Fig. 72). În multe cazuri, dar nu în toate, blocurile mari şi fragmentele mai mici de rocă care alcătuiesc un till sunt constituite din acelaşi tip petrografic din care este format şi patul gheţarului. Fragmentele de rocă de dimensiuni mari transportate de un gheţar şi depuse la distanţe mari de locul din care au fost rupte se numesc *blocuri eratice* (denumire de la latinescul *eratic=rătăcitor*) (Fig. 73). Aceste blocuri au o constituţie petrografică diferită de cea a substratului pe care repauzează. Unele blocuri eratice uriaşe cântăresc câteva tone şi au fost găsite la zeci şi chiar sute de kilometri depărtare de sursa lor.

Fig. 72 Till depozitat de calota de gheaţă laurenţiană din Depresiunea James Bay din sudul Canadei; tillul conţine numeroase claste magmatice şi metamorfice prinse într-o matrice fin granulară (Skinner & Porter, 2000).

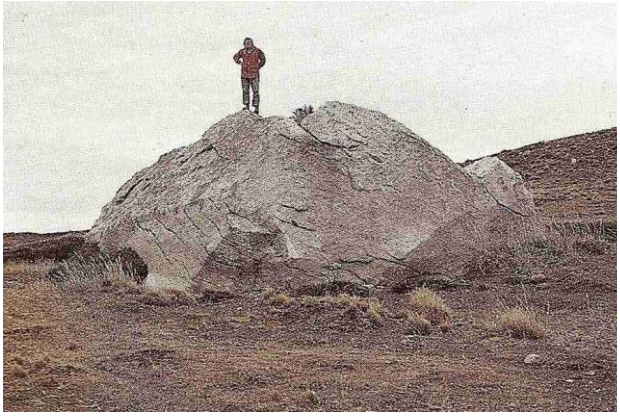


Fig. 73 Un bloc eratic granitic prins într-o morenă terminală formată în ultima glaciaţie din Tierra del Fuego din sudul statului Chile (Skinner & Porter, 2000).

Matricea till-ului constă din nisip şi silt grosier provenit prin abraziunea patului gheţarului şi prin modificarea sedimentelor fin granulare preexistente. Litoclastele (fragmente de roci) de dimensiuni mai mari care compun un till au adesea suprafeţe netede şi şlefuite, iar unele sunt striate. Atât litoclastele cât şi matricea macrogranulară a unui till tind să se alinieze paralel cu direcţia de curgere a gheţii. Till-urile vechi transformate în roci poartă denumirea de *tillite*. Aceste roci constituie o mărturie a glaciaţiei pleistocene.

După particularităţile genetice, aceste formaţiuni glaciare sunt separate în:

- *till-uri de fund*, depuse la baza gheţarului, formate din blocuri striate, compacte datorită greutăţii gheţarului;
- *till-uri de ablaţie*, mai puţin compacte, formate prin acumularea progresivă a materialului în timpul topirii gheţii.

Till-urile de fund, după gradul de fixare, cuprind:

- *till-uri de "placaj*", formate din materiale detritice sudate de gheaţa bazală care se deplasează în lungul penelor de forfecare, între gheaţă şi substratul litologic; forţele de frecare duc la placarea elementelor detritice, element cu element sau în bloc; materialul mobil, sudat în dezordine pe suportul glaciar, poate atinge câţiva metri cubi, axa mare a lui orientându-se paralel cu direcţia de curgere a gheţii;

- *till-uri de topire prin presiune,* constituite din particulele de rocă sudate de gheţar datorită şuvoiului de apă de la baza gheţarului; particulele devenite mobile, mai ales cele fine, sunt spălate şi depuse apoi într-o structură complexă, formată din mâluri şi bolovani de diferite dimensiuni.

Till-urile de ablaţie se formează la periferia gheţarului, acolo unde topirea gheţii se face treptat, punând în loc materialele detritice pe care le conţine. Structura lor este

influenţată de apele de topire, materialele fiind uneori nestratificate, necompactate şi lipsite de fracţiuni fine.

În afară de cele două tipuri genetice, glaciologii au mai definit **till-urile de curgere**, formate pe suprafaţa gheţarului şi descrise pe gheţarii actuali din Insulele Svalbard şi Islanda şi **till-urile subacvatice,** rezultate din materialele transportate de gheţarii cu frunte marină sau lacustră. Acestea din urmă sunt interstratificate în sedimente lacustre periglaciare cunoscute sub denumirea de **varve**. Vara, datorită aportului râurilor, în lacuri, se depuneau sedimente mai grosiere (nisipuri), iar iarna se depuneau sedimente mai fine (mâluri) rămase în suspensie în apa lacurilor. Vârsta relativă a lacurilor (cuvetelor) glaciare este dedusă după numărul varvelor perechi, metodă folosită şi pentru datarea glaciaţiilor.

Morenele. Un gheţar în mişcare transportă litoclaste de diferite dimensiuni (bolovănişuri, pietrişuri, nisipuri) smulse din substratul peste care trece sau căzute pe suprafaţa gheţarului de pe pante adiacente. Litoclastele, transportate peste linia de echilibru acolo unde ablaţia reduce grosimea gheţii, încep să se depoziteze. O parte din aceste sfărâmături bazale se depun ca till-uri. O parte ajunge la marginea gheţarului, fiind transportată de gheaţa topită şi acolo se acumulează; o altă parte este dusă de apa provenită din topirea gheţii dincolo de fruntea gheţarului. O asemenea acumulare de material (având o anumită suprafaţă care este irelevantă pentru substratul gheţarului) este numită **morenă**. **Exemple:** După modul şi locul de formare, morenele sunt de mai multe tipuri.

Morena de fund este un corp întins de sfărâmături de rocă cu o suprafaţă topografică netedă care prezintă coline (movile) uşor ondulate şi depresiuni închise puţin adânci. O astfel de morenă este o cuvertură (pătură) de till de aproximativ 10 m grosime sau mai mult care a fost depusă în baza gheţarului. În contrast cu acest tip de morenă este **morena de suprafaţă** care constă dintr-o acumulare de till depozitată de-a lungul unui gheţar (Fig. 74).

O morenă de suprafaţă depusă în fruntea gheţarului se numeşte **morenă terminală (frontală);** când morena de suprafaţă este formată de-a lungul unei văi glaciare sub forma unor benzi la contactul cu versanţii, devine **morenă laterală**. În mod normal, morenele terminale şi laterale sunt segmente ale unei singure forme de relief continuă, depusă mai jos de linia de echilibru.

Morenele mediane (centrale) sunt formate din unirea morenelor laterale la confluenţa a doi gheţari. Când asemenea formaţiuni sunt situate în interiorul corpului gheţarului apar **morenele interne**.

Fig. 74 Morenă de suprafaţă. Gheţarul din Mount Robson din British Columbia gata să se prăbuşească s-a retras mai sus de morena terminală cu creastă ascuţită care s-a format în timpul secolelor 19 şi 20 (Skinner & Porter, 2000).

8.7. Depozite periglaciare şi permafrost

Suprafeţele ce se întind dincolo de limita gheţarilor, unde temperaturile scăzute şi acţiunea îngheţului sunt factori importanţi în determinarea caracteristicilor peisajelor, sunt numite *zone periglaciare*. Condiţii periglaciare au fost identificate în peste 25% din suprafaţa Pământului, în primul rând în zonele circumpolare din fiecare emisferă şi la altitudini mari.

O trăsătură comună regiunilor periglaciare este terenul permanent îngheţat, trăsătură cunoscută de altfel şi sub denumirea de *permafrost*. Permafrostul se referă la sedimentele, solul sau chiar substratul care rămân îngheţate pentru o perioadă îndelungată (de la doi ani la zeci de mii de ani). Cele mai întinse suprafaţe de permafrost sunt în nordul Americii, nordul Asiei şi pe platoul înalt şi rece al Tibetului (Fig. 75), în multe lanţuri muntoase înalte, inclusiv câteva vârfuri foarte înalte la latitudini tropicale şi subtropicale. Limita sudică a permafrostului în emisfera nordică se întinde până acolo unde temperatura medie anuală a aerului este cuprinsă între –5 şi –10° C.

Cele mai multe zone afectate de permafrost provin din timpul perioadei glaciare. Resturile de mamuţi lânoşi şi alte mamifere bine conservate în pământul îngheţat indică faptul că permafrostul a existat în timpul morţii lor.

Adâncimea până la care se extinde permafrostul depinde nu numai de temperatura medie anuală, ci de rata cu care căldura internă a Pământului se propagă spre suprafaţă.

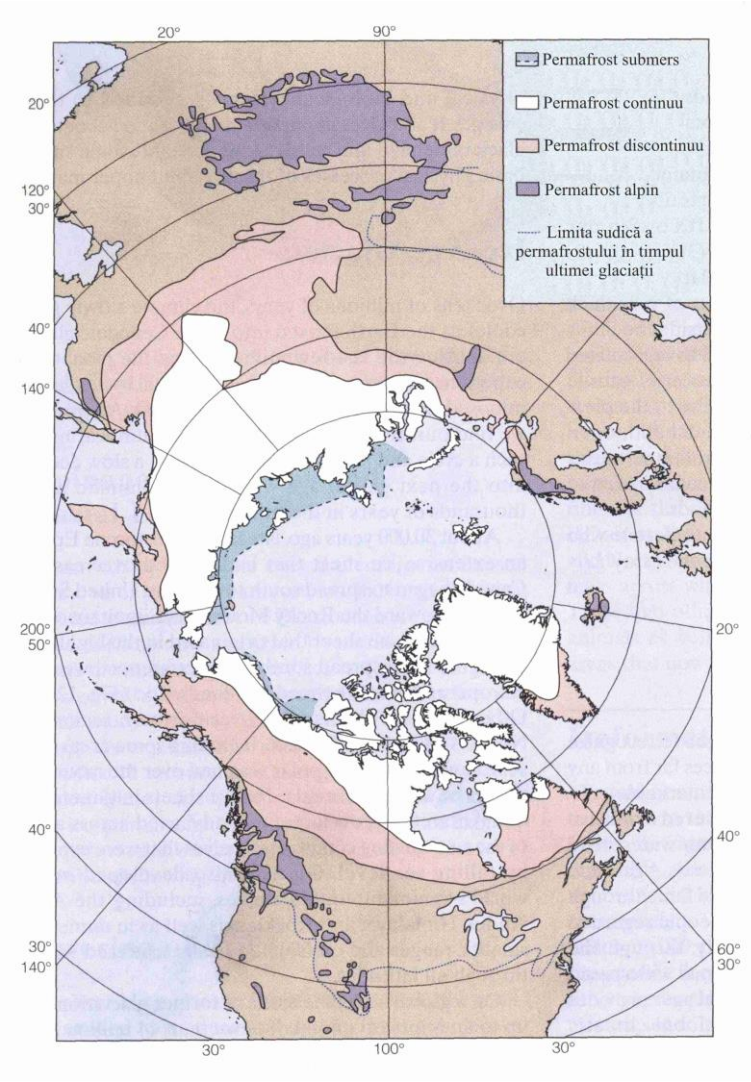


Fig. 75 Distribuţia permafrostului în emisfera nordică. Permafrostul continuu se întinde îndeosebi la nord de paralela de 60^0 şi este cel mai răspândit în Siberia şi Canada Arctică. Cel mai extins permafrost alpin se află sub regiunile înalte de platou din Asia Centrală. Cele mai mici corpurile izolate de permafrost se găsesc în munţii înalţi din vestul Statelor Unite şi Canada (Skinner & Porter, 2000).

În literatura de specialitate se deosebesc mai multe tipuri de permafrost în funcţie de o serie de caracteristici legate de modul de formare şi de aria de extindere:

- *permafrostul de uscat* apare când volumul de gheaţă este mai mic decât cel al porilor din roca supusă îngheţului; după topirea gheţii, substratul nu are exces de umiditate;

- *permafrostul singenetic* se formează odată cu depunerea sedimentelor cuprinse de îngheţ, fiind caracteristic regiunilor deltaice din ţinuturile nordice;

- *permafrostul epigenetic* este cel mai răspândit şi se formează după depunerea sedimentelor supuse îngheţului;

- *permafrostul stratificat* constituie o formaţiune în care alternează strate îngheţate cu strate neîngheţate, frecvent întâlnit la limitele permafrostului discontinuu;

- *permafrostul marginal* apare la limita inferioară a regiunilor cu temperaturi negative, apropiate de 0^oC;

- *permafrostul în echilibru* se instalează acolo unde se stabileşte un echilibru între temperaturile negative de la suprafaţa solului sau fundului mării şi fluxul caloric venit din interiorul Pământului;

- *permafrostul continuu* are o răspândire continuă pe suprafaţa terestră, extinzându-se de la Polul Nord până la izoterma de –6°C;

- *permafrostul discontinuu* se instalează între izotermele de –6°C şi 0°C.

Grosimea stratului îngheţat este variabilă. Valoarea maximă este de aproximativ 1500 m în Siberia (Fig. 76). Grosimi de aproape 1000 m ale permafrostului au fost măsurate în Arctica Canadiană şi cel puţin 600 m în nordul Alaskăi. Zone cu grosimi mari ale permafrostului au fost identificate la latitudini mari, dincolo de limitele vechilor calote de gheaţă. Suprafaţa totală a permafrostului este de aproximativ 34,5 milioane km^2, din care 21 milioane km^2 în emisfera nordică (Fig. 75).

Exemple: *Aria permafrostului continuu* ocupă:

- insulele Oceanului Arctic;
- Groenlanda (cu excepţia ţărmului sudic);
- o fâşie în nordul Canadei, ce coboară până la sud de Golful Hudson, la circa 55° latitudine;
- Siberia nordică, o fâşie ce atinge 50° latitudine nordică în Siberia Orientală;
- zonele montane înalte.

Aria permafrostului discontinuu cuprinde:

- ţărmul sudic al Groenlandei;
- Canada nordică până la 30° latitudine;
- Peninsula Kamceatka;
- Siberia Orientală, Centrală şi Occidentală.

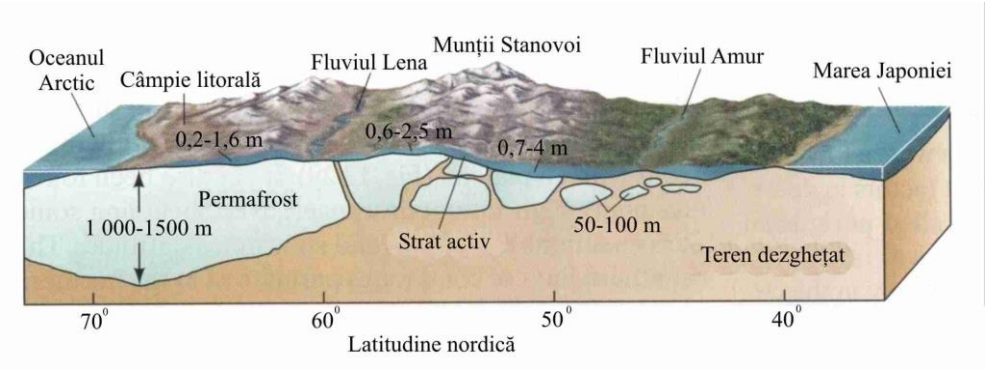


Fig. 76 Permafrostul în Siberia. Secţiune prin nord-estul Siberiei, ce arată distribuţia şi grosimea permafrostului şi a stratului activ de la suprafaţa crustei. Permafrostul continuu sub Câmpia Arctică devine discontinuu ca urmare a creşterii temperaturii anuale. Stratul activ creşte în grosime spre sud datorită temperaturilor ridicate din timpul verii (Skinner & Porter, 2000).

8.8. Glaciaţia cuaternară

Timpuriu, de prin 1821, oamenii de ştiinţă europeni au început să recunoască trăsăturile caracteristice glaciaţiei în locuri depărtate de orice gheţar. Acest fapt a condus la o concluzie remarcabilă conform căreia gheţarii au acoperit odată regiuni extinse. Această constatare a definit conceptul de eră (epocă) glaciară propus în anul 1837 de Louis Agassiz, un om de ştiinţă elveţian. Astăzi, studiul perioadei glaciare ne informează asupra schimbărilor climatice rapide la nivel global, oferindu-ne totodată posibilităţi de cunoaştere ale modului cum au răspuns sistemele naturale fizice şi biologice la aceste schimbări. Ne oferă, de asemenea, informaţii importante despre modul de comportare al gheţarilor, ajuntându-ne să înţelegem procesele fizice ce au avut loc în crusta terestră.

De zeci de milioane de ani climatul s-a tot răcit uşor, până când Pământul a intrat în ultima perioadă a Cenozoicului. Pe parcursul ultimelor câteva milioane de ani, planeta a fost supusă numeroaselor cicluri glaciare şi interglaciare. În prezent, ne aflăm aproape de maximul de încălzire (a planetei) al unui astfel de ciclu şi posibil într-un echilibru climatic, ce precede un uşor declin spre o viitoare perioadă glaciară care va culmina peste multe mii de ani.

Studiul glaciaţiei cuaternare a impus utilizarea unor termeni asupra cărora sunt necesare câteva precizări. Mai întâi trebuie definit termenul de *glaciaţie*, termen care comportă două sensuri: un sens mai larg, care priveşte o perioadă lungă de timp şi toate fenomenele legate de apariţia, extinderea şi apoi topirea gheţarilor de mari dimensiuni (astfel se vorbeşte de glaciaţia carbonifer-permiană, de glaciaţia cuaternară); într-un sens mai restrâns, termenul de *glaciaţie* se foloseşte pentru a desemna o perioadă mai scurtă de timp, în care s-a produs o avansare a gheţarilor (glaciaţia Mindel).

În timpul Cuaternarului au existat perioade mai reci, când gheţarii s-au extins şi pentru care se foloseşte termenul de *perioadă glaciară* sau *glaciar* (perioada glaciară Riss, glaciarul Würm etc.). Aceste perioade au fost urmate de câteva încălziri climatice ce au provocat topirea intensă a gheţii şi retragerea gheţarilor; acestor intervale li s-au spus *perioade interglaciare* sau pe scurt *interglaciare* (perioada interglaciară Holstein, interglaciarul Riss-Würm etc.).

În timpul unei perioade glaciare au existat oscilaţii climatice care s-au manifestat prin faze mai calde (când gheţarii s-au topit) care au alternat cu faze mai reci. Astfel pentru fazele mai calde se foloseşte termenul de *interstadii*, iar pentru fazele mai reci *stadii*. Prin urmare, în cadrul glaciaţiei cuaternare s-au separat mai multe perioade glaciare şi interglaciare, iar în cadrul unei perioadei glaciare mai multe stadii şi interstadii.

Gheţarii cuaternari au avut o extindere mult mai mare decât aria lor actuală de dezvoltare. Glaciologii, geomorfologii şi geologii au stabilit numărul fazelor glaciare inventariind extinderea relativă a vechilor morene, care rămân cele mai bune probe în acest sens. Dacă morenele ultimei glaciaţii sunt vizibile, fiind slab afectate de eroziune, nu acelaşi lucru se poate spune şi despre depozitele glaciare mai vechi care au suferit alterări şi distrugeri importante. Atribuirea morenelor la glaciaţii mai vechi este de cele mai multe ori dificilă şi poziţionarea lor depinde de morfologia generală a peisajului, de natura şi starea de alterare a depozitelor.

Cronologia alpină clasică a reprezentat, de-a lungul a mai bine de un secol, un model de cercetare a depozitelor glaciare. Cercetările glaciare din Alpi au făcut obiectul a numeroase publicaţii în care s-au confruntat concepţiile monoglaciare şi pluriglaciare.

Prima descriere a depozitelor morenaice vechi din Alpi aparţine lui H. de Saussure (1794). Depozitele glaciare alpine au constituit obiectul de studiu a mai multor cercetători dintre care C. Lory (1864), G. Mortillet (1883), M. Boule (1896), cercetători care au împărtăşit ideea unei singure glaciaţii în Alpi.

Mai târziu, A. Penck şi E. Brückner, în sinteza lor *Alpii în decursul timpurilor glaciare* (1901–1909), au demonstrat existenţa mai multor glaciaţii. Sprijinindu-se pe geomorfologia, natura şi amploarea depozitelor alterate, pe compoziţia lor mineralogică, aceşti cercetători au definit conceptele de *complexe* şi *serii glaciare*. În accepţiunea lor, complexul glaciar este constituit dintr-o morenă terminală abandonată de un gheţar în zona sa de topire. Această morenă generează un nivel fluvio-glaciar ce constituie un câmp glaciar. În timpul perioadelor glaciare se formează serii glaciare, tăiate de văi care se individualizează în timpul perioadelor interglaciare. Pornind de la aceste principii, s-au identificat în regiunea Memmingen de la nord de Alpi, pe platoul suabo-bavarez, patru câmpuri glaciare, care corespund la patru nivele glaciare aluviale; acestea diferă prin altitudini, pante, compoziţie petrografică şi soluri de alterare. Pe baza lor s-au descris patru glaciaţii, care au fost denumite după numele a patru râuri din platoul suabo-bavarez. De la cele mai vechi la cele mai noi, acestea sunt: Günz, Mindel, Riss, Würm. Ulterior, au fost identificate şi recunoscute altele două: Biber şi Donau. Prin urmare, în ordine cronologică, de la cele mai vechi la cele mai noi, glaciaţiile alpine clasice sunt: *Biber, Donau, Günz, Mindel, Riss* şi *Würm*. Glaciaţiile au fost separate de cinci interglaciaţii (Tab. 7).

Cronologia glaciară din Europa de Nord-Vest. Calota glaciară feno-scandinavă a înregistrat mai multe faze, cu extinderi variate, în Irlanda, Anglia, Danemarca, Olanda, nordul Germaniei, Polonia, nord-vestul Rusiei, ţările baltice etc. Aceste faze glaciare au denumiri locale în fiecare ţară, dar mai des folosită este nomenclatura germană şi polonă.

De la cele mai vechi la cele mai noi numele acestor glaciaţii sunt: *Praetiglian / Brüggenian, Eburonian, Menapian, Elsterian, Saalian* (cu trei stadii: *Drenthian, Treenean şi Warthian*) şi *Weichselian* (*Vistula*). Ultimele trei poartă numele râurilor ce străbat depozitele unde ele au fost definite. Aceste faze glaciare sunt separate de faze interglaciare, caracterizate de încălzirea relativă a climei care a generat mici transgresiuni marine, numite de la cele mai vechi spre cele mai noi: *Tiglian, Waalian, Cromerian, Holstenian, Eemian.* În această zonă răcirea climei s-a făcut simţită din Miocen – Pliocen, când au început să se instaleze mici calote de gheaţă a căror depozite morenaice au dus la stabilirea a încă trei glaciaţii: *Susterian* (cea mai veche), *Brunsummian* şi *Reuverian*.

În Germania de nord, calota glaciară pare să fi avut dezvoltarea sa maximă în urmă cu 20 000 ani. În timpul topirii ei s-au format şiruri de morene la Brandenburg, Frankfurt, etc. Gheţarii s-au retras spre Suedia, unde o uşoară avansare a glaciaţiei a lăsat dovadă morenele de la Salpausselka, a căror vârstă este de 10 300 ani.

În Polonia L. Linder (1984) a descris nouă glaciaţii separate de opt interglaciaţii.

În Europa Orientală şi Federaţia Rusă, primele semne ale unei răciri accentuate se situează către 2,5 Ma şi ar corespunde unei mici calote glaciare instalată în partea nord-estică a continentului european. Depozite glaciare ce aparţin mai multor glaciaţii au fost separate în partea europeană a Federaţiei Ruse. Posibilele corelaţii între glaciaţiile şi interglaciaţiile stabilite între cele două părţi ale Europei au fost realizate de Bilal U. Haq şi Trans W.B. Van Eysinga în anul 1998 şi publicate de revista Elsevier (vezi tabelul 7).

Glaciaţia din America de Nord. Calota glaciară din Europa de Nord s-a dezvoltat spre nord, în mediul oceanic, până la nivelul rupturii de pantă a platoului continental, spre adâncimea de –200 m. În timpul maximului glaciar, printr-o punte de banchize permanente, se lega spre vest cu gheţarul continental nord-american. Acesta a acoperit toată Canada şi nordul SUA. În timpul maximului său glaciar a atins spre est regiunea New York (cu dezvoltarea unui lob imens la sud de Marile Lacuri, până către St. Louis), iar spre vest s-a prelungit până la nivelul oraşului Seatle. Spre deosebire de Europa, maximul extinderii calotei glaciare (inlandsis-ului) în America de Nord corespunde ultimei glaciaţii (*Wisconsin*).

Astfel, pe teritoriul nord-american au existat patru glaciaţii:

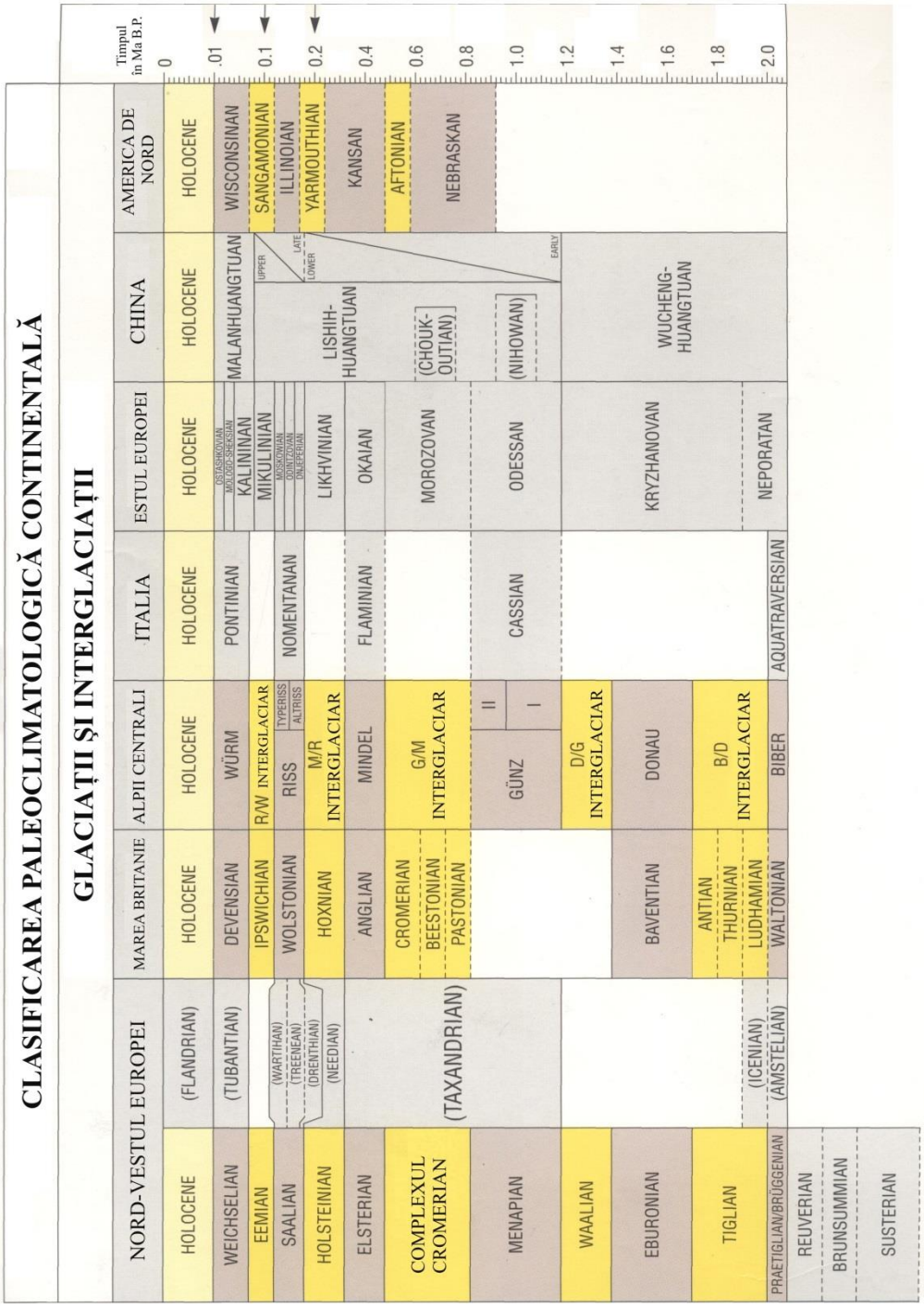
-cea mai veche, *Nebraska (Nebraskian)*, este ipotetică şi ar fi avut extinderea cea mai mică;

-glaciaţia *Kansas* a fost cea mai extinsă în lobul Mississippi;

-glaciaţia *Illinois (Illinoian)* a depăşit-o pe precedenta doar la sud de Lacul Michigan;

-ultima, glaciaţia *Wisconsin (Wisconsinan)*, a cunoscut cinci avansări succesive, din ce în ce mai puternice. Debutul este datat la 70 000 ani B.P., iar ultima avansare, cea mai puternică, 18 000 ani BP.

Cele patru glaciaţii au fost întrerupte de trei interglaciaţii, perioade de retragere a gheţarilor de calotă. În ordine geocronologică aceste interglaciaţii sunt denumite: *Aftonian, Yarnouthian, Saugamonian.*



Tab. 7 Clasificarea glaciaţiilor şi interglaciaţiilor cuaternare (Elsevier, 1996).

Rezumat

Gheţarii sunt agenţi de eroziune, transport şi acumulare. Sedimentele rezultate prin eroziunea gheţarului sunt transportate atât de gheaţă cât şi de râurile create prin topirea gheţii. Sedimentele create atât de mişcarea gheţii, cât şi de gheaţa staţionară sunt numite în general *drift glaciar*. Sedimentele nesortate, depozitate direct de gheaţă, se numesc *tilluri*. Acumularea lor în diferite poziţii faţă de masa de gheaţă formează tot atâtea tipuri de morene: terminală, laterală, mediană. Suprafeţele ce se întind la periferia gheţarilor, unde persistă temperaturile scăzute se numesc *zone periglaciare*. O caracteristică a acestor zone este terenul permanent înghețat, numit *permafrost*. Din punct de vedere genetic și al ariei de extindere se deosebesc mai multe tipuri de permafrost. Inventarierea depozitelor morenaice din diferite areale acoperite de gheaţă a condus la conturarea mai multor modele ce explică glaciaţia din Alpi, din Europa de Nord-Vest și din America de Nord.

Test de autoevaluare

1. Stadiul intermediar între zăpadă şi gheaţă se numeşte:
   a. permafrost;
   b. neve;
   c. firn.
2. Părţile componente ale unui gheţar sunt:
   a. zona de acumulare, circul glaciar, zona de ablaţie, fruntea gheţarului;
   b. zona de alimentare, prag glaciar, limba glaciară, fruntea gheţarului;
   c. câmp de firn, cuveta glaciară, zona de topire, frontul gheţarului.
3. Alimentarea cu zăpadă a unui gheţar din Anzi se face preponderent prin:
   a. precipitaţii;
   b. avalanşe.
4. Vârfurile stâncoase ce apar deasupra platoului glaciar se numesc:
   a. rimaye;
   b. nunatak-uri;
   c. seracuri.
5. Zona de ablaţie este situate în:
   a. aval de zona de acumulare;
   b. amonte de zona de acumulare.
6. Bucăţile de gheaţă desprinse din fruntea terestră a unui gheţar se numesc:
   a. seracuri;
   b. iceberguri.
7. La gheţarii montani care se topesc fruntea este:
   a. abruptă;
   b. teşită.
8. După condiţiile de curgere gheţarii se clasifică astfel:
   a. activi, pasivi, morţi;
   b. simpli, compuşi, dendritici.
9. Gheţarii din Alpi sunt:
   a. gheţari de piemont;
   b. gheţari de vale;
   c. calote glaciare.
10. Formele de relief sculpturale rezultate prin eroziune glaciară sunt:
    a. circurile glaciare, văile glaciare, fiordurile;
    b. kamele, drumlinurile, sandrele.
11. ;Fazele mai calde din timpul unei perioade glaciare se numesc:
    a. interstadii;
    b. stadii.

12. Glaciațiile alpine clasice sunt:
    a. Biber, Donau, Günz, Mindel, Riss şi Würm;
    b. Praetiglian / Brüggenian, Eburonian, Menapian, Elsterian, Saalian şi Weichselian.

Miniglosar

circ glaciar, formă depresionară rezulată prin eroziunea gheţarilor, situat la obârşia văilor glaciare sau pe versanţii acestora;

drumlinuri, formă de relief pozitivă, alungită, cu înălţimi de până la 40 m, constituită îndeosebi din material morenaic;

fiord, veche vale glaciară, aproximativ perpendiculară pe linia ţărmului, de adâncime redusă, invadată de apa mării;

kame, formă de relief rezultată în urma eroziunii gheţarului;

névé, zăpadă care se păstrează de la un an la altul, prezentând topiri vara şi recristalizări iarna, devenind în timp grăunţoasă şi tasată;

nunatak, înălţime stâncoasă care se ridică deasupra calotei de gheaţă, ce a erodat versanţii dându-le o înclinare mare (specific pentru Groenlanda şi Antarctica);

rimaye, crăpături care apara la conactul dintre masa de gheaţă şi pereţii stâncoşi, datorate diferenţelor termice dintre gheaţă şi rocă;

sandre, câmpii fluvio-glaciare formate din aluviuni cărate de torenţii rezultaţi în urma topirii gheţarilor;

till, depozit glaciar, format din fragmente de diferite tipuri de roci, nesortate, depuse în spatele morenelor frontale.

Bibliografie minimală

Anastasiu N., Mutihac V., Grigorescu D., Popescu G. (2007) – *Dicţionar de geologie.* Ed. Didactică şi Pedagogică, R.A., 320 p., Bucureşti.

Ehlers J. (1996) – *Quaternary and Glacial Geology*. John Willey Sons, Inc., Chichester. New York. Brisbane. Toronto. Singapore, 549 p.

Grecu Florina (1997) – *Gheaţă şi gheţari. Introducere în glaciologie.* Ed. Tehnică, 260 p., Bucureşti.

Petrescu I. (1990) – *Perioadele glaciare ale Pământului*. Ed. Tehnică, 251 p., Bucureşti.

Pişota I. (1971) – *Lacurile glaciare din Carpaţii Meridionali. Studiu hidrologic.* Ed. Academiei, Bucureşti.

Unitatea de învăţare 9
RĂSPÂNDIREA DEPOZITELOR CUATERNARE

Cuprins

9.1. Introducere
9.2. Competenţele unităţii de învăţare
9.3. Distribuția depozitelor cuaternare
9.4. Cuaternarul din Europa
9.5. Cuaternarul pe celelalte continente
Rezumat
Test de autoevaluare
Miniglosar

9.1. Introducere

Reconstituirea fenomenelor geologice care au avut loc în diferite regiuni de pe glob în timpul Cuaternarului a fost posibilă prin cercetarea depozitelor glaciare, periglaciare şi marine care s-au format în această perioadă. Depozite glaciare se cunosc pe teritorii mai întinse în nordul Europei, Asiei şi Americii de Nord. Depozite periglaciare mai importante sunt cele fluvio-glaciare, eoliene (loess) şi aluviale (terase), iar depozite marine sunt cele de terasă, litorale şi mai frecvent neritice.

9.2. Competenţele unităţii de învăţare

La finalul parcurgerii acestei unităţi de învăţare, studentul va fi capabil să explice şi să descrie: evoluția condițiilor paleoclimatice ce au generat instalarea calotelor glaciare la nivelul Cuaternarului în Europa, Asia, America de Nord și America de Sud; evoluția asociațiilor de mamifere și homonide de pe diferite areale geografice.

Durata de parcurgere a unităţii de învăţare este de 4 ore.

9.3. Distribuția depozitelor cuaternare

Depozitele glaciare ocupă teritorii întinse în nordul Europei, Asiei şi Americii de Nord. Răcirea climatului, care s-a intensificat în Cuaternarul inferior (Pleistocen), a determinat coborârea limitelor zăpezilor persistente comparativ cu cele actuale. Pe continentele din emisfera nordică s-au format calote glaciare care au înaintat mult din regiunile arctice spre sud. Aceste calote au fost: calotele scandinavă şi alpină în Europa; calota siberiană în Asia; calotele laurenţiană şi cordilerană în America de Nord (Fig. 77). În munţii înalţi (Pirinei, Alpi, Caucaz, Himalaia, Cordilieri) gheţarii s-au instalat în Neogenul superior. În Cuaternar aceştia se extind, se unesc şi formează calote cu dimensiuni mult mai

mici comparativ cu cele menţionate anterior. În alte regiuni muntoase din zonele de cutări alpine, varisce sau mai vechi au existat gheţari de tip alpin sau pirinean.

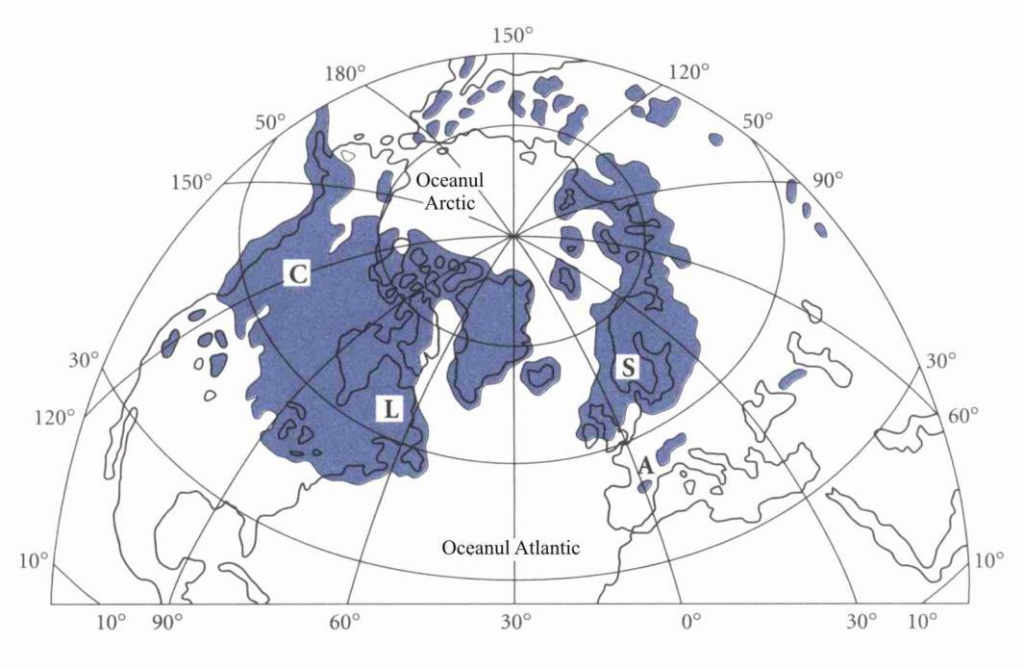


Fig. 77 Extinderea maximă a glaciaţiei pleistocene în emisfera nordică. C – calotă cordilerană, L – calota laurenţiană; S – calota scandinavă; A – calota alpină (Anderson et al., 2007).

În continentele din emisfera sudică au fost câteva calote ce au acoperit suprafeţe restrânse în regiuni muntoase din America de Sud, Africa, Australia, Tasmania şi Noua Zeelandă. În Antarctica se extinde calota deja existentă. În bazinele Arctic şi Antarctic erau mase de gheaţă plutitoare numite *packice* (Fig. 78).

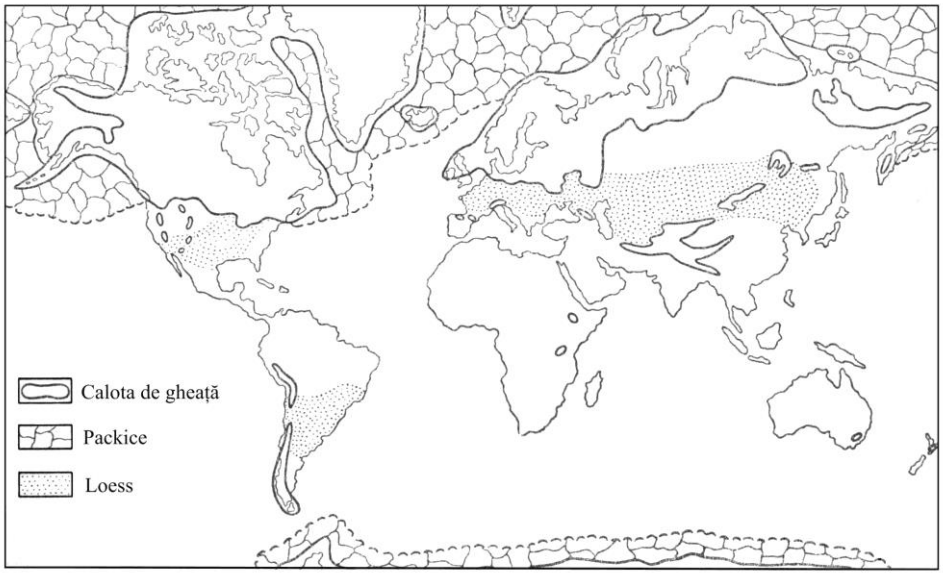


Fig. 78 Extinderea glaciaţiei pleistocene (Saulea, 1967).

În Cuaternar, gheaţa a acoperit 32% din suprafaţa uscatului, faţă de 10% cât acoperă astăzi. Fenomenul glaciar nu a fost un fenomen continuu, concluzie la care s-a ajuns urmărindu-se distribuţia depozitelor glaciare şi modificarea arealelor de răspândire ale asociaţiilor de floră şi faună. Perioadele de răcire puternică (faze glaciare) în care gheţarii au acoperit suprafeţe mai mari (perioade anaglaciare) au alternat cu perioade de încălzire (faze interglaciare) când o parte din gheaţă s-a topit şi gheţarii s-au retras (perioade cataglaciare).

În timpul ***fazelor glaciare*** pe suprafeţele ocupate de calotele glaciare s-au format morene de fund (argile cu blocuri), iar la periferia calotelor au luat naştere depozite glacio-fluviale (argile stratificate cu blocuri).

În timpul înaintării unei calote glaciare au fost distruse în parte sau în totalitatea lor morenele frontale precedente. Cele mai bine conservate sunt morenele formate în timpul ultimei faze de înaintare a gheţii.

În ***fazele interglaciare*** s-au depus morene frontale sub formă de valuri morenaice, în rânduri succesive, care se pot urmări pe distanţe mari. Aceste morene arată stadiile de oprire în retragerea gheţarilor. În spaţiile dintre valurile morenaice s-au format lacuri în care s-au depus nisipuri şi mâluri ce conservă moluşte de apă dulce şi resturi de mamifere. Unele din aceste lacuri au fost transformate în turbării. Lacuri de origine glaciară au fost identificate în Câmpia de Nord a Germaniei, în Danemarca, Suedia, Finlanda, Estonia, Letonia şi Lituania. Tot în tipul fazelor interglaciare au avut loc transgresiuni ale Mării Mânecii, Mării Nordului sau ale Oceanelor Atlantic şi Arctic.

Depozite periglaciare mai importante sunt cele fluvio-glaciare, eoliene (loess) şi aluviale (terase), iar **depozite marine** sunt cele de terasă, litorale şi mai frecvent neritice.

9.4. Cuaternarul din Europa

În Europa au existat două calote glaciare importante prin dimensiunile lor: calota scandinavă şi calota alpină. Urme de gheţari care s-au păstrat până azi au fost găsite pe o serie de culmi muntoase înalte.

9.4.1. Calota scandinavă a avut, în timpul expansiunii sale maxime, o suprafaţă de 6 500 000 km^2. Centrul său s-a aflat în Munţii Scandinavi, de unde a înaintat treptat, acoperind spre sud-vest cea mai mare parte a Insulelor Britanice, spre sud Olanda şi Germania de Nord, mare parte din Câmpia Rusă, întinzându-se spre nord-est până în Ural, unde se continua cu calota siberiană. Denumirile fazelor glaciare ale calotei scandinave sunt date după fluviile sau râurile pe văile cărora se găsesc morenele frontale respective.

Răcirea mai accentuată începută din Pliocen şi continuată la începutul Cuaternarului (**faza Praetiglian,** echivalentă cu **faza Biber** din Alpi, 2,5 Ma) este dovedită de înlocuirea

treptată a plantelor de climat cald cu cele de climat rece: *Pinus, Abies, Ulmus, Populus*. Temperatura medie anuală a fost de +10°C, cu 2°C sub cea actuală şi cu 8 – 9°C sub temperatura din Neogenul mediu. În acest timp a avut loc o regresiune a Mării Nordului. Calota glaciară acoperea numai regiunea scandinavă.

A urmat o fază de încălzire uşoară **(faza interglaciară Tiglian** acum 2 Ma) pusă în evidenţă de flora de climat temperat (*Taxus, Querqus, Betula,* plante ierboase) asociată cu plante de climat cald şi cu fauna de mamifere de climat cald.

După alte două **faze glaciare, Eburian,** echivalentă cu **faza Donau** din Alpi, şi **Menapian,** echivalentă cu **faza Günz**, faze în care a intervenit o răcire a climei mai puternică încât calota scandinavă şi-a mărit progresiv suprafaţa, împingându-şi astfel limitele spre nord-vest şi sud, au urmat alte două perioade de încălzire, **fazele interglaciare Waalian** (echivalent cu **interglaciarul Donau/Günz**) şi **Cromerian** (echivalent cu **interglaciarul Günz/Mindel** din Alpi). Încălzirea climatului a determinat retrageri succesive ale calotei, cu formare de morene frontale şi dezvoltarea florei şi faunei de climat cald. În aluviunile neogene de lângă Heidelberg s-a găsit un maxilar inferior de *Homo erectus heidelbergensis*, care are aproximativ aceeaşi vârstă cu a interglaciarului Cromer.

În faza următoare, **faza glaciară Elster** (Elsterian, tabelul 7), care se apreciază că a debutat cu 480 000 ani în urmă şi s-a încheiat acum 320 000 ani, răcirea a fost mai puternică. În acest timp, calota scandinavă a înaintat şi acoperit o parte din Insulele Britanice, Olanda, nordul Germaniei şi vestul Platformei Ruse (Fig. 79). Această răcire a condus la dispariţia unor specii (*Archidiskodon meridionalis*) şi instalarea unei faune de climat rece cu *Rhinoceros tichorhinus*, asociată cu câteva specii de climat temperat (*Equus stenonis, Elephas antiquus*).

O nouă încălzire a climatului - **faza interglaciară Elsterian – Saalian (Holstenian)** a produs retragerea, în parte, a calotei şi ridicarea nivelului mării, fapt ce a condus la transgresiunea Mării Nordului, dovedită de prezenţa argilelor cu *Yoldia arctica* şi a depozitelor de turbă (spre est), în cuprinsul cărora s-au separat două nivele: unul inferior, conţinând o asociaţie de plante de climat temperat, şi un nivel superior, cu floră de climat rece.

Următoarea fază de răcire, **faza Saalian (Saale)** cu trei subfaze Drenthian, Treenean şi Warthian, a corespuns unei faze de maximă extindere a calotei care a înaintat spre sud până la marginea nordică a masivelor hercinice, fără a atinge fruntea glaciaţiei Elster în centru şi în est. Spre sud-vest a depăşit această limită spre Anglia şi Olanda, iar spre est a pătruns în sineclizele ucraineană şi Moscovei, înaintând spre Uralul de Nord. Această fază

se estimează că a debutat cu 170 000 ani în urmă şi s-a încheiat cu 130 000 ani B.P. În acest timp a apărut *Homo sapiens neanderthalensis*.

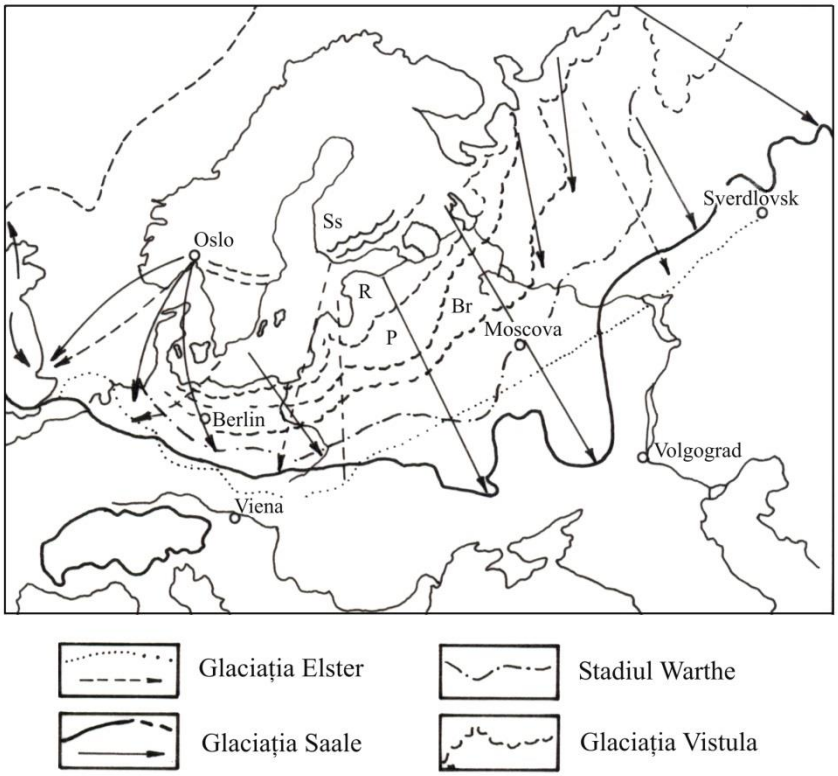


Fig. 79 Calota scandinavă – limitele şi direcţiile principale de deplasare în glaciaţia Elster şi Saale. Br – Brandenburg; P – Pomeran; R – Riga; Ss – Salpauselka (Saulea , 1967).

Faza interglaciară Saalian – Weichselian (interglaciarul Eemian) s-a caracterizat printr-o transgresiune mai puternică a Mării Nordului, **transgresiunea Eem**, care a acoperit teritorii mari din Olanda, nordul Germaniei, Finlanda şi regiunea Baltică, stabilindu-se legături cu Marea Albă; temperatura mai ridicată a apelor este indicată de prezenţa unor specii care trăiesc astăzi pe coasta atlantică a Europei de Sud, asociate cu specii nordice. În acelaşi timp au avut loc transgresiuni ale Oceanului Arctic în regiunea bazinelor Dvinei şi Peciorei. Climatul cald (temperatura medie anuală era mai ridicată de cea actuală) este indicat şi de dezvoltarea pădurilor de stejar şi fag pe regiunile continentale învecinate, în care au trăit *Equus, Bos, Cervus, Rhinoceros merki*, ultimii *Elephas antiquus*, numeroase carnivore. În vestul Europei au vieţuit paleoantropienii, fapt dovedit de numeroasele resturi de *Homo sapiens neanderthalensis* (Fig. 80).

Faza glaciară Weichselian (Vistula), care a încheiat şirul perioadelor glaciare şi interglaciare în regiunea scandinavă, a adus temperaturile cele mai scăzute din Cuaternar. Calota a înaintat din nou, acoperind aproape toată Anglia, Olanda, Câmpia Germanică şi Polonă şi vestul Câmpiei Ruse, oprindu-se la nord de regiunea Moscovei. Suprafaţa calotei a fost mai mică decât în faza Saale, durata fazei glaciare estimându-se a fi cuprinsă între 70 000 – 10 000 ani B.P. În timpul acestei glaciaţii a avut loc o regresiune marină

importantă – **regresiunea grimaldiană**. Nivelul oceanului planetar a scăzut cu minim 100 m. Toată regiunea Mării Nordului şi Mării Mânecii a fost exondată, Anglia fiind unită cu continentul. Acum s-au format depozitele mari de loess. În vestul Europei ultimii *Homo sapiens neanderthalensis*, care s-au stins spre 35 000 ani B.P., apoi *Homo sapiens fossilis*, urşii, leii, hienele etc. s-au refugiat în caverne. A fost epoca civilizaţiilor Mousteriană, Aurignaciană, Solutreană şi Magdaleniană.

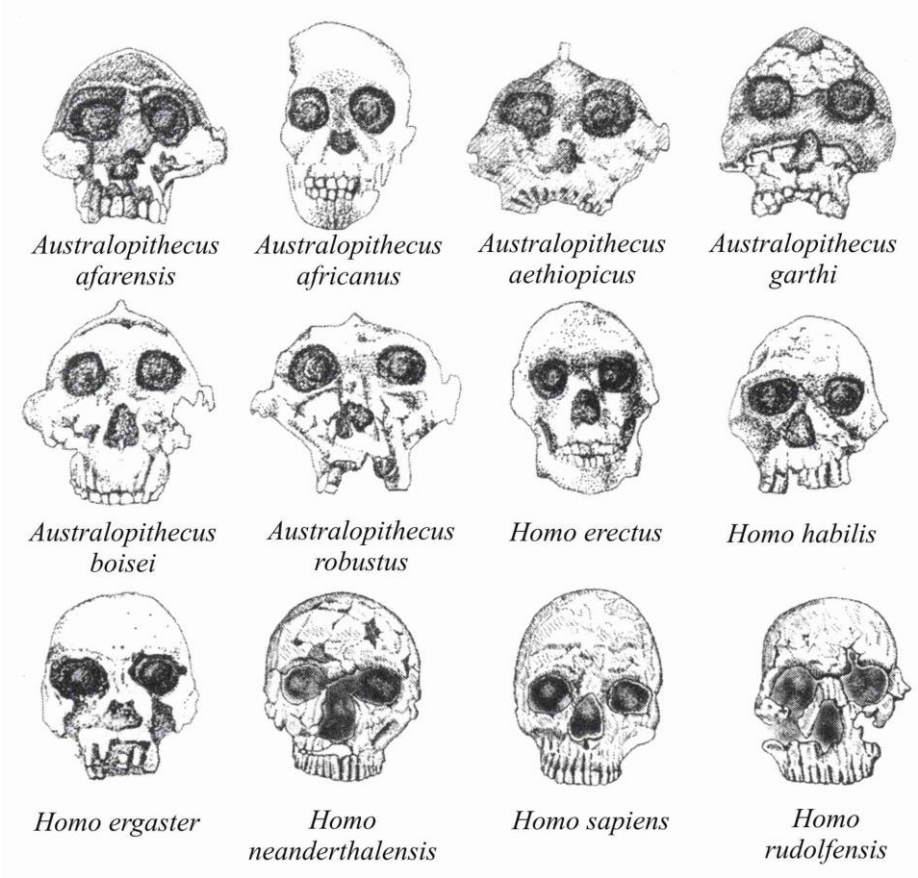


Fig. 80 Cranii fosile de hominide (Lemonick & Dorfman, 1999, fide Filipescu, 2002).

După marea regresiune grimaldiană a urmat **transgresiunea flandriană**, rezultat al topirii calotei scandinave, care a început să se retragă treptat spre Munţii Scandinavi. Marea a acoperit platformele continentale exondate anterior. Renii, mamuţii şi rinocerii cu blană s-au răspândit spre nord, unde cei din urmă au mai trăit câteva milenii. Acest timp este cunoscut ca Vârsta Renului şi corespunde Magdalenianului, epocă de civilizaţie umană avansată, caracterizată prin dezvoltarea artelor şi a unei industrii mai evoluate, ce s-a datorat lui *Homo sapiens fossilis* (12 000 ani B.P.); cu civilizaţia magdaleniană se încheie Paleoliticul. În acest timp (Pleistocenul superior) a apărut *Homo sapiens sapiens*.

Grosimea totală a depozitelor cuaternare inferioare (pleistocene) atinge 200 m, dar pe alocuri numai depozitele marine ale interglaciarului Saale-Vistula (Eemian) au 120 m grosime.

În Cuaternarul superior (Holocen), calota glaciară s-a retras progresiv spre regiunile ocupate astăzi de gheţarii din Munţii Scandinaviei. Apa rezultată din topirea acesteia a acoperit zona depresionară ce corespunde, în parte, amplasamentului Mării Baltice actuale şi regiunilor limitrofe.

9.4.2. Calota alpină s-a format, după unii glaciologi, în Neogenul superior (Pliocen) din unirea gheţarilor situaţi pe văile înalte. Această calotă, ca şi cea scandinavă, a avut stadii de înaintare şi de retragere (Fig. 81). S-au recunoscut şase faze glaciare:

- **Biber,** fază începută în Neogenul mediu, după unii autori în Pleistocenul inferior (Cuaternar inferior), este sincronă cu faza Praetiglian a calotei scandinave (tabelul 7);
- **Donau** a avut o extindere redusă, pusă în evidenţă pe versanţii de nord şi sud ai Alpilor; este echivalentă cu faza Eburonian;
- **Günz,** cu extindere redusă, ca şi precedenta, este sincronă cu faza Menapian;
- **Mindel**, cu extindere mai mică, este sincronă cu faza Elster;
- **Riss**, caracterizată de extinderea maximă a calotei, este echivalentă cu faza Saale;
- **Würm**, ultima fază, este sincronă cu faza Weichselian (Vistula).

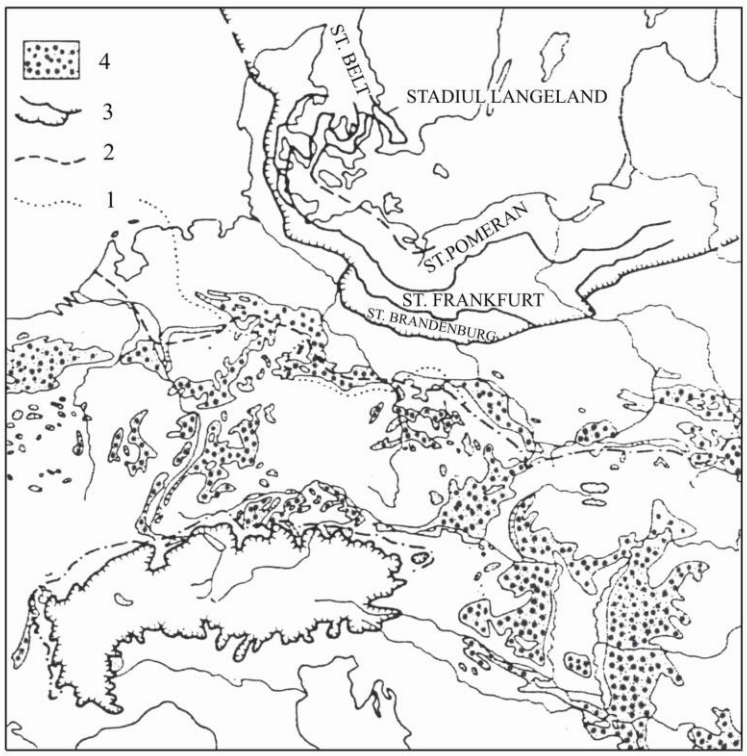


Fig. 81 Limitele calotelor scandinavă şi alpină în glaciaţiile Mindel=Elster (1), Riss=Saale (2), Würm=Vistula (3) şi răspândirea loessului în Europa Centrală (4) (Tătărâm, 1984).

Denumirile acestor faze glaciare sunt date de la afluenţii Dunării din Bavaria unde s-au făcut primele studii privind evoluţia calotei. În faza Riss, calota a înregistrat cea mai mare suprafaţă, întinzându-se în nord până la Basel pe valea Rinului, Lacul Boden

(Konstanz) şi München, în bazinul superior al Dunării, iar la sud a depăşit limita lacurilor italiene din Lombardia; spre vest a atins aproape marginea Masivului Central Francez – regiunea Lyon, iar în est regiunea Viena – Graz.

În fazele interglaciare, prin retragerea lor calotele au lăsat morene de fund şi valuri de morene frontale. Cele depuse în fazele anterioare fazei Riss sunt greu de identificat, pentru că unele din ele au fost distruse de glaciaţia care le-a depăşit ca suprafaţă. Morenele frontale au format amfiteatrul morenaic de pe versantul sudic al Alpilor, lat de aproximativ 10 km şi au barat văile unor cursuri de apă, în spatele cărora s-au format **lacurile:** Geneva, Neuchâtel, Lacul celor Patru Cantoane, Boden pe versantul nordic şi Maggiore, Como, Garda pe versantul sudic.

Gheţarii de tip alpin şi pirinean au existat pe toate culmile masivelor muntoase mai importante din Europa ce depăşesc 1800 m altitudine.

Exemple: În **Europa** urme glaciare se recunosc atât în zonele de cutări alpine (Cordiliera Baltică, Munţii Cantabrici, Pirinei, Appenini, Alpii Dinarici, Carpaţi, Caucaz), cât şi în zonele de cutări varisce (hercinice) (Masivul Central Francez, Vosgi, Pădurea Neagră, Harz, Masivul Boem) sau mai vechi (Munţii Rodopi). Pe aceste masive au rămas circuri glaciare, în unele din ele fiind instalate lacuri glaciare, văi în formă de U, adeseori cu praguri, stânci modelate, lustruite şi zgâriate, morene frontale, mai rar morene laterale sau de fund. Astăzi, gheţari se mai găsesc doar în Pirinei, Alpi şi Caucaz.

Exemple: În **România,** mărturii ale unor gheţari de tip pirenian şi mai puţin de tip alpin se cunosc în munţii ce depăşesc 1400 – 1800 m altitudine: Retezat, Ţarcu, Godeanu, Parâng, Făgăraş, Bucegi, Călimani, Rodna, Maramureş. În circurile glaciare ale acestor munţi se găsesc lacuri care atrag prin frumuseţea lor mulţi turişti. O parte din acestea sunt: Lacul Gârda (din Godeanu), Lacul Bucura şi Zănoaga (din Retezat), Lacul Gâlcescu (din Parâng), Lacul Capra şi Bâlea (din Făgăraş), Lacul Lala (din Rodna) etc.

Să ne reamintim

În Cuaternar, Europa a fost acoperită de gheaţă pe suprafeţe mari, gheaţă ce a format două calote glaciare importante prin dimensiunile lor: calota scandinavă şi calota alpină. În timpul expansiunii sale maxime, **calota scandinavă,** a cărui centru a fost situat în Munţii Scandinavi, a acoperit o suprafaţă imensă începând din Insulele Britanice, Olanda şi Germania de Nord, mare parte din Câmpia Rusă, întinzându-se spre nord-est până în Ural, unde se continua cu calota siberiană. **Calota alpină** s-a format din unirea gheţarilor situaţi pe văile înalte. Ambele calote au avut stadii de înaintare (glaciare) echivalente procesului de regresiune marină şi de retragere (interglaciare) care au generat o serie de transgresiuni marine. Fazele de evoluție a celor două calote au fost însoțite de migrații ale florei și faunei terestre contemporane cu diferite epoci de civilizaţie umană.

9.5. Cuaternarul pe celelalte continente

În **Asia**, partea nordică a continentului a fost acoperită de **calota glaciară siberiană,** care se întindea de la Ural până la fluviul Lena, iar în sud până în regiunea sud-vestică a Câmpiei Vest Siberiene, înaintând până la latitudinea de 60° – 65° (Fig. 78). În evoluţia calotei siberiene s-au recunoscut patru glaciaţii echivalente probabil cu ultimele patru faze din Alpi.

La est de fluviul Lena a existat un teritoriu periglaciar întins, cu îngheţ peren, care s-a păstrat până astăzi: Platforma Siberiană de la sudul calotei a rămas neacoperită de gheaţă, dar pe munţii din marginea acesteia s-au format gheţari (Altai, Stanovoi, Verhoiansk – Kolîma, Anadîr). O calotă de gheaţă mai întinsă acoperea Munţii Himalaya, iar altele Pamirul şi Tianşanul.

În timpul glaciaţiei pleistocene, teritoriul Asiei a fost mult mai întins, insulele fiind legate de continent prin platformele continentale devenite uscat. Astfel, istmul Bering a fost emers în timpul fiecărei faze glaciare. Pe această punte au trecut numeroase mamifere, crezându-se mult timp că şi omul a pătruns pe aceeaşi cale în America de Nord, cu aproximativ 10 000 ani în urmă. Noile descoperiri au ajuns la concluzia că primii oameni au ajuns pe continentul nord-american, mai devreme. Astăzi, strâmtoarea Bering are 35 – 86 km lăţime, 60 km lungime şi aproximativ 20 m adâncime. Unite cu continentul erau Insulele Noua Siberie, Insulele Japoneze şi Platforma Sonde, existând legături largi între Indochina, Borneo (Kalimantan), Java şi Sumatra. Dovadă sunt asociaţiile de faună asemănătoare, care indică alternanţele de climat rece şi cald.

Ca şi în Europa, la sudul calotei glaciare s-au acumulat depozite de loess. În China, depozitele de loess care ocupă suprafeţe mari au conservat o asociaţie de mamifere asemănătoare cu cea din Villafranchianul inferior din Europa (*Hipparion, Equus, Camelus, Bison* etc.). În nordul Siberiei, în masa de gheaţă îngropată sub aluviunile cursurilor de apă actuale s-au găsit mamuţi şi rinoceri congelaţi. Zăcăminte de mamifere au mai fost găsite în Japonia (*Elephas, Mammuthus*) şi în insulele din sud-estul Asiei (*Rhinoceros, Elephas, Simia* - urangutan, *Hylobatus* – gibon etc.), unde trăiesc astăzi descendenţii acestora. La sud-vest de Beijing, în depozitele de grotă, s-au găsit peste 40 de schelete de *Homo erectus (*syn. *Sinanthropus pekinensis),* unelte foarte primitive, urme de foc. Oseminte de hominide sau unelte ale acestora au fost descoperite şi în alte regiuni ale Asiei.

În **America de Nord,** calota glaciară canadiană (inlandsisul laurenţian) a acoperit o suprafaţă vastă (15 000 000 km^2), din regiunea atlantică (est de Terra Nova, est de Noua Scoţie) până la Oceanul Pacific şi de la latitudinea de 38° nord (linia New York – Cincinnati – Saint Louis – Seatle), până în nordul insulelor din nordul continentului, unde se lega prin

zona Insulelor Sverdrup şi Ellesmere cu calota ce acoperea toată Groenlanda (inlandsisul groenlandez) (Fig. 82). Centrul principal al calotei canadiene, care a rezultat din unirea gheţarilor formaţi pe munţii din estul Peninsulei Labrador, în centrul Labradorului, în zona Marilor Lacuri, pe Munţii Stâncoşi şi Cordilieri şi Insula Baffin, a fost zona actualului Golf Hudson de unde înainta radiar în toate direcţiile. Din partea central - vestică a Groenlandei, gheţarii înaintau spre sud - est, nord şi nord - vest. Ambele calote nu aveau legătură cu calota polară. Apele rezulate din topirea gheţii din partea nordică a calotelor curgeau spre Oceanul Arctic.

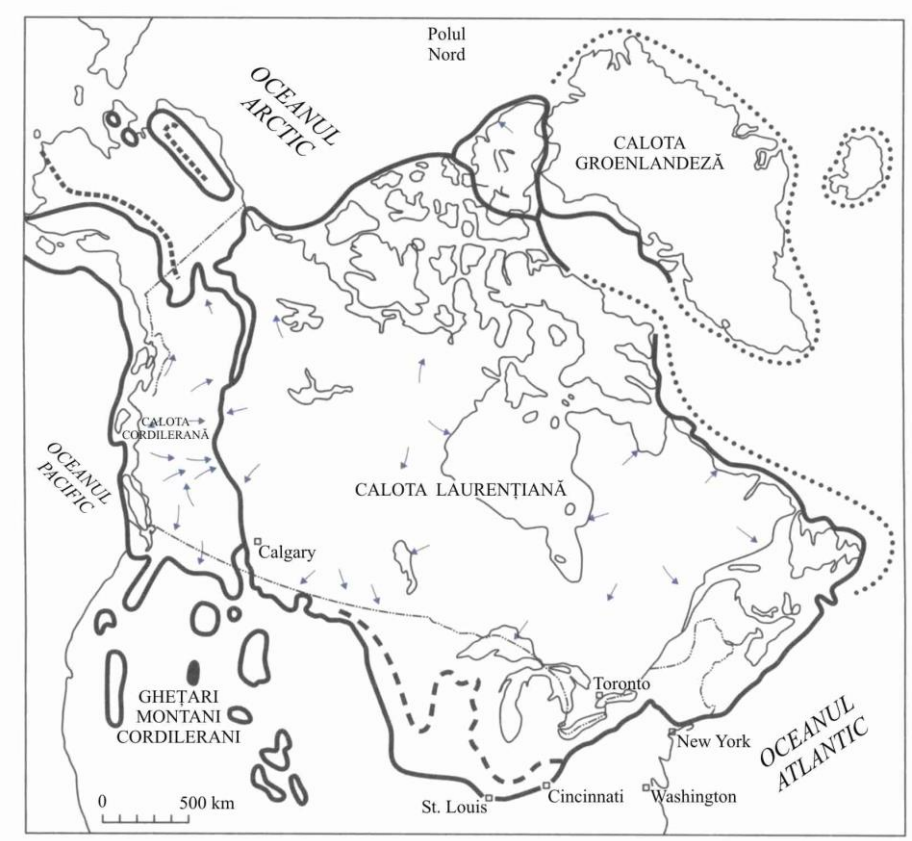


Fig. 82 Extinderea maximă a calotelor glaciare în America de Nord (Anderson et al., 2007).

Pe baza studiului de foraminifere, s-a emis ipoteza existenţei unui prim episod glaciar care s-ar fi produs acum 3 Ma, în Pliocen, iar următorul la începutul Cuaternarului, acum 1,8 M.a. Glaciologii americani au recunoscut mai multe faze glaciare şi interglaciare, morene, depozite de loess, terase şi au încercat o corelare cu glaciaţiile scandinave şi alpine. Echivalările sunt sigure pentru ultimele două faze şi mai puţin probabile pentru celelalte. Astfel:

- **glaciarul Nebraskan** este echivalent cu partea superioară a glaciaţiei Günz şi partea inferioară a interglaciaţiei Günz-Mindel;
- **interglaciarul Aftonian** este echivalent cu partea superioară a interglaciarului Günz-Mindel;

- **glaciarul Kansan** este echivalent cu glaciarul Mindel şi partea inferioară a interglaciarului Mindel – Riss;
- **interglaciarul Yarmouthian** este echivalent cu partea superioară a interglaciarului Mindel – Riss;
- **glaciarul Illinoisian** este echivalent cu glaciarul Riss;
- **interglaciarul Sangamonian** este echivalent cu interglaciarul Riss – Würm;
- **glaciarul Wisconsinan** este echivalent cu glaciarul Würm (tabelul 7).

Cea mai mare extindere a avut-o calota canadiană în timpul glaciaţiei Kansan. Ultima glaciaţie Wisconsinan a avut mai multe stadii (trei sau patru) de înaintare, separate de interstadii. Când a început topirea calotei Wisconsin morenele frontale au barat apele, formându-se astfel primele lacuri: Lacul Chicago în partea sudică a Lacului Michigan şi Lacul Maumée (aproximativ pe amplasamentul Lacului Huron), ambele având scurgere spre sud. În stadiul următor s-a format Lacul Duluth (sud-vest de Lacul Superior), iar lacurile precedente s-au unit şi s-au lărgit, formând Lacul Algonquin. Nivelul oceanic crescând concomitent cu topirea calotei glaciare, marea a pătruns în estuarul Sf. Laurenţiu (Marea Champlain). Sensul de scurgere a apelor din lacuri s-a inversat, deversându-se în Marea Champlain. Topirea gheţii a continuat odată cu ridicarea nivelului mării. Marea Champlain a atins extinderea maximă, lărgindu-se în zona Sf. Laurenţiu şi invadând şi regiunea Ottawa. Asemenea transgresiuni au avut loc şi în alte regiuni depresionare.

Continentul eliberat de greutatea gheţii a început să se ridice lent şi ca urmare marea s-a retras. Pe măsură ce s-a topit calota Wisconsin, s-au format lacurile din vestul şi nord-vestul Canadei, precum şi bazinul corespunzător Golfului Hudson. Între New York şi Golful Hudson, soclul s-a ridicat cu 300 m şi continuă să se înalţe, ca şi soclul (scutul) scandinav.

Migraţii importante de mamifere din Eurasia spre America de Nord au avut loc în Villafranchian prin Istmul Bering, când au trecut hienidele şi ursidele, şi în timpul glaciaţiei Wisconsin, când au pătruns renii, boii moscaţi, bisonii, mamuţii, iar la sfârşitul Paleoliticului sau în Mesolitic, omul.

În **America de Sud,** calotele glaciare dezvoltate în Anzi au avut extinderea cea mai mare. În sudul continentului zonele glaciare ocupau peste 200 km^2, gheaţa măsurând grosimi de peste 100 km. O zonă glaciară mai mult sau mai puţin continuă ocupa atât zona vestică înaltă dinspre Pacific, cât şi spre zonele mai coborâte, de câmpie, din est. Calota patagoneză a avut extinderea maximă acum 1,2 milioane de ani, când acoperea o suprafaţă de 300 000 km^2 (comparativ cu 100 000 km^2 în timpul ultimei glaciaţii). Cel mai nordic corp de gheaţă a acoperit Sierra Nevada de Santa Marta din Columbia. Alţi gheţari mari s-au dezvoltat în Sierra Nevada de Merida din Venezuela (Fig. 83).

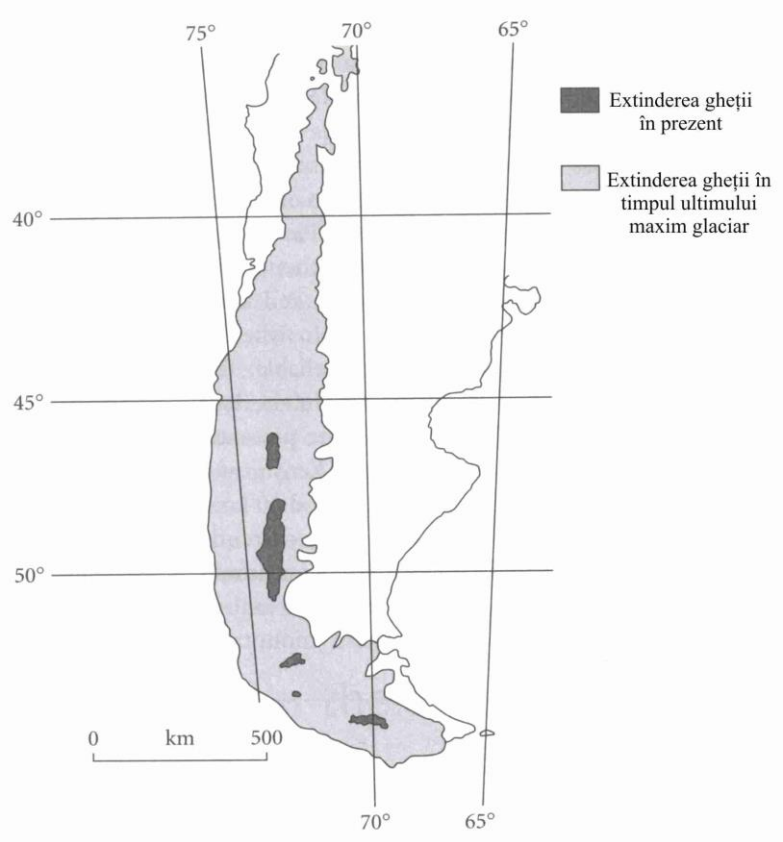


Fig. 83 Extinderea glaciaţiei în sudul Americii de Sud (Broecker & Denton 1989, fide Anderson et al., 2007).

În **Africa,** fazelor glaciare le-au corespuns perioade pluviale (umede), iar fazelor interglaciare perioade interpluviale (secetoase). Depozite de vârstă pliocen - pleistocenă (perioadă umedă) formează terasele de 70 m şi 90 m ale Lacurilor Albert, Victoria, Rudolf. Acestea conţin o asociaţie de *Mastodon borsoni, Elephas, Equus, Hippopotamus, Girafa* etc. În acest timp în Sahara a fost un climat umed. Din masivele Ahaggar şi Tibesti, acoperite pe atunci cu păduri şi zguduite de erupţii vulcanice, au coborât pâraie care au format o reţea hidrografică bogată, dovedită astăzi de văile secate. Alte pâraie au înaintat spre Sahara din Munţii Atlas.

Pe teritoriul african trăiau în această perioadă australopitecii şi primii *Homo erectus* (syn. *Atlanthropus*). De la aceştia din urmă provin probabil uneltele foarte primitive care s-au găsit în nordul continentului, depozite care mai cuprind resturi de *Bos, Equus* etc. În **fazele pluviale Kageran (=Günz), Kamasian (=Mindel), Kanjeran (=Riss) şi Gamblian (=Würm)** climatul umed şi cald a favorizat dezvoltarea unei flore şi faune bogate. Astfel resturi de mamifere au fost găsite în terasele din Africa de sud şi est, în Algeria şi Maroc în depozitele Pleistocenului mediu şi superior (*Elephas, Rhinoceros, Equus, Hippopotamus, Girafa, Camelus, Bos, Hyaena* etc.) asociate cu tipuri care trăiesc în regiunile sudice ale Africii şi cu unele elemente eurasiatice. La sfârşitul Cuaternarului inferior a pătruns în Africa de Nord *Homo sapiens fossilis,* tipul Cro-Magnon.

În Munţii Kenya şi Kilimandjaro gheţarii au coborât până la 3300 m altitudine în perioadele pluviale. Primele semne de ariditate au apărut în interpluvialul Kanjeran – Gamblian (=Riss – Würm), când s-au manifestat fenomene de cutări în zona muntoasă din Tunisia până în Maroc (înclinări ale stratelor de 40°, ondulări, domuri, flexuri, falii, formarea unor grabene şi horsturi) şi când au avut loc deplasări pe verticală de-a lungul faliilor din estul Africii (ridicări de peste 300 m la vest de grabenul Marea Moartă – Tanganyika), revărsări de lave pe fisuri, formarea unor noi lacuri şi râuri etc.

În interstadiile Gamblianului, ploile au fost mai rare în Sahara, ca şi în restul continentului, începând din Egipt până în Republica Sud Africană. Prezenţa fosilelor de hominide în numeroase regiuni (Mauritania – Ciad – Sudan) până la 22° latitudine nordică în Pleistocenul superior (Vârsta Renului) arată că în regiunea sahariană climatul a fost suficient de umed, condiţii ce s-au menţinut până în Neoliticul inferior. Din Neolitic s-a instalat seceta progresivă în Sahara. Ca urmare, pădurile din Ahaggar şi Tibesti au dispărut, lacurile şi râurile au secat, stepele au dispărut, iar animalele şi oamenii s-au retras spre nord şi spre sud. În acelaşi timp s-au creat condiţiile deşertice din sudul Africii (deşertul Kalahari), flora şi fauna retrăgându-se spre marginile deşertului.

În **Madagascar** s-au găsit resturi de mamifere pleistocene asemănătoare cu cele din Africa, fapt care a condus la ideea unor legături insulare între cele două domenii continentale.

În **Australia** sunt urme de glaciaţie în statele din sud-est, Tasmania şi Insulele Noua Zeelandă. Continentul australian a avut legături cu Insula Tasmania în Pliocen (Neogen superior) şi Pleistocen (Cuaternar inferior). Alte legături s-au stabilit în Cuaternar între Australia şi Insulele Noua Guinee, Malaku, Sulawesi, posibil şi cu Insula Timor, dovedite de schimburile de mamifere. Aceste insule au fost separate de Asia prin strâmtoarea Makasa.

Altitudinea mică a reliefului precum şi condiţiile aride din interiorul continentului au limitat dezvoltarea gheţarilor. Vechea glaciaţie continentală a fost restrânsă la o singură zonă în Alpii Australiei, cu o suprafaţă de numai 52 km^2 . În Tasmania glaciaţia a fost mai extinsă. O calotă glaciară mai mare s-a dezvoltat pe Platoul Central, unde au fost identificate nu mai puţin de patru glaciaţii.

Noua Zeelandă, cu relieful său înalt şi condiţii climatice oceanice, are în prezent câţiva gheţari mari. În Pleistocen, zone glaciare întinse au existat tot numai în Insula de Sud (în Alpii de Sud), Insula de Nord nefiind prea afectată de glaciaţie. Calotele mari de gheaţă şi gheţarii au condus la formarea fiordurilor şi a lacurilor care constituie o caracteristică de bază a reliefului din Insula de Sud (Fig. 84).

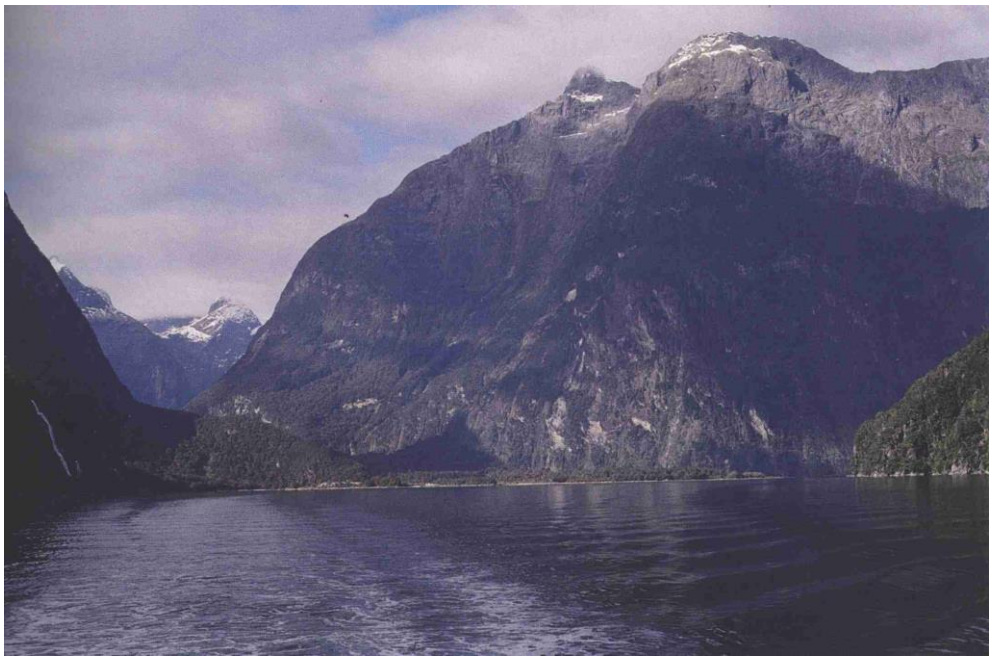


Fig. 84 Glaciaţia din Alpii de Sud ai Noii Zeelande au creat marele fiord Milford Sound (Anderson et al., 2007).

Antarctica a fost acoperită de calota glaciară cu mult timp înainte de Cuaternar. Au fost realizate sondaje în Marea Ross la adâncimi de peste 3000 m şi în regiunea mediană a Atlanticului de Sud. Studiul asociaţiilor de foraminifere şi al izotopilor de oxigen din probele de sedimente au indicat o răcire foarte semnificativă acum 36 Ma şi o alta mai puţin importantă acum 15 - 13 Ma. Unii cercetători consideră că în timpul încălzirii climatice globale din Pliocen, de acum 3 Ma, calota Antarctică a suferit o topire masivă. Alţii consideră că în estul Antarcticii calota de gheaţă a persistat de acum 14 Ma, când grosimea ei ar fi fost similară cu cea actuală, grosime formată în timpul celei din urmă răciri climatice. În Cuaternar au existat cinci perioade glaciare separate de faze interglaciare, iar perioada de optim climatic s-a plasat spre 5 000 ani B.P. ca şi pe continentele din emisfera nordică (glaciaţia actuală debutând cu 4 000 de ani în urmă).

Rezumat

Acţiunea cauzelor exogene ce au generat modificări ale crustei terestre s-a manifestat prin procese de alterare, dezagregare, transport şi sedimentare care au avut loc la nivelul Cuaternarului. Acestea au fost marcate de prezenţa gheţarilor de calotă şi a gheţarilor montani ce acopereau mari suprafeţe supuse eroziunii glaciare prin mişcarea lentă a maselor de gheaţă. Rezultatul modelărilor periglaciare, glaciare, fluviale și eoliene constă în apariția diferitelor forme de relief răspândite pe tot cuprinsul globului terestru.

Test de autoevaluare

1. La nivelul Pleistocenului în Europa s-au format următoarele calote glaciare:
   a. scandinavă;
   b. alpină;
   c. siberiană.
2. În timpul Pleistocenului în Asia s-a format următoarea calotă glaciară:
   a. cordilerană;
   b. siberiană;
   c. laurenţiană.
3. Faza de maximă extindere a calotei scandinave este numită:
   a. Eburian;
   b. Elsterian
   c. Saalian.
4. Trangresiunea holsteniană s-a produs în interglaciarul:
   a. Elsterian – Saalian;
   b. Saalian – Weichselian.
5. Regresiunea grimaldiană s-a produs în:
   a. faza glaciară Elster;
   b. faza glaciară Weichselian (Vistula).
6. Topirea calotei scandinave la finalul Pleistocenului superior a generat transgresiunea:
   a. grimaldiană;
   b. holsteniană.
7. Faza de maximă extindere a calotei alpine este numită:
   a. Günz;
   b. Mindel;
   c. Riss.
8. Gheţarii de tip alpin şi pirinean au existat pe toate culmile masivelor muntoase mai importante din Europa ce depăşesc:
   a. 1800 m altitudine;
   b. 1000 m altitudine;
   c. 500 m altitudine.
9. În România există sunt lacuri glaciare:
   a. Sfânta Ana;
   b. Roşu;
   c. Bucura.
10. Calota canadiană a avut cea mai mare extindere în timpul glaciaţiei:
   a. Kansan;
   b. Wisconsinan.

Miniglosar

- **calotă glaciară,** masă de dimensiuni mari de gheaţă (milioane de km^2), responsabilă de crearea multor forme specifice reliefului glaciar şi periglaciar;
- **fază glaciară,** interval de timp în care fenomenul glaciar s-a manifestat mai pregnant;
- **glaciaţie,** interval de timp în care datorită fenomenelor climatice deosebite, suprafaţa terestră a fost acoperită cu gheaţă, aceasta acoperind mari suprafeţe la nivelul diferitelor continente;

- **interglaciar,** interval de timp în care arealul de extindere a gheţii la nivel global a fost redus datorită proceselor de încălzire;
- **magdalenian,** interval de timp specifică arheologiei care încheie Paleoliticul, caracerizat prin dezvoltarea artelor şi industriilor;
- **packige,** suprafaţă de gheaţă rezultată în urma unirii unor blocuri care par a fi lipite, dând grosimi cuprinse între 200 – 1000 m.

Bibliografie minimală

Anastasiu N., Mutihac V., Grigorescu D., Popescu G. (2007) – *Dicţionar de geologie.* Ed. Didactică şi Pedagogică, R.A., 320 p., Bucureşti.

Anderson D. E., Goudie A. S., Parker A. (2007) – *Global Environments through the Quaternary. Exploring Environmental Change.* Oxford University Press, 358 p.

Ehlers J. (1996) – *Quaternary and Glacial Geology*. John Willey Sons, Inc., Chichester. New York. Brisbane. Toronto. Singapore, 549 p.

Filipescu S. (2002) – *Stratigrafie.* Presa Universitară Clujeană, Cluj Napoca.

Grecu Florina (1997) – *Gheaţă şi gheţari. Introducere în glaciologie.* Ed. Tehnică, 260 p., Bucureşti.

Petrescu I. (1990) – *Perioadele glaciare ale Pământului*. Ed. Tehnică, 251 p., Bucureşti.

Saulea Emilia (1967) – *Geologie istorică*. Ed. Didactică şi Pedagogică, 838 p., Bucureşti.

Tătărîm Niţa (1984) – *Geologie stratigrafică şi paleogeografie. Mezozoic şi Cainozoic*. Ed. Tehnică, 494 p., Bucureşti.

Teste finale

1. Subdiviziunile cronostratigrafice standard ale perioadei cuaternare sunt:
    a. Pleistocen şi Holocen;
    b. Cenocen, Pleistocen şi Holocen;
    c. Preglaciar, Glaciar şi Postglaciar.
2. Intervalul de timp atribuit Cuaternarului este:
    a. 1,8 – 2 Ma;
    b. 65 Ma;
    c. 22,5 Ma.
3. Evenimentele principale care caracterizează Cuaternarul sunt:
    a. glaciaţiile;
    b. transgresiunile şi regresiunile marine;
    c. succesiunea faunelor de mamifere;
    d. evoluţia hominidelor.
4. Limita Pliocen - Pleistocen a fost stabilită în baza unor argumente precum:
    a. modificarea faunelor continentale ale mamiferelor, răcirea substanţială a Mediteranei, transgresiunea calabriană;
    b. topirea generală a gheţarilor, schimbări ale nivelului Oceanului Planetar şi în reţeaua hidrografică de pe uscat;
    c. episodul paleomagnetic Olduvai.
5. Limita Pleistocen – Holocen a fost stabilită în baza unor argumente precum:
    a. modificarea răcirea substanţială a Mediteranei, transgresiunea siciliană;
    b. reducerea generală a gheţarilor, mari migraţii ale vegetaţiei şi faunei, schimbări ale nivelului Oceanului Planetar şi în reţeaua hidrografică de pe uscat.
6. Care din următoarele metode cercetare se bazează pe caracteristicile mineralogice, structurale şi texturale ale rocilor
    a. lichenometrică;
    b. paleomagnetică;
    c. litofacială.
7. Analiza izotopilor oxigenului permite:
    a. determinarea temperaturii mediului în care au trăit diferite organisme;
    b. datarea resturilor fosile;
    c. datarea sedimentelor lacustre.
8. Câmpul paleomagnetic este conservat de următoarele minerale:
    a. minerale de calciu, magneziu şi flor;
    b. minerale de fier, nichel, cobalt;
    c. minerale de mangan, fier, feldspaţi
9. Vulcanismul cuaternar a produs în România:
    a. curgeri de lave andezitice în lanţul vulcanic intracarpatic;
    b. curgeri de lave bazaltice în Carpați și Apuseni;
    c. cinerite.
10. Mişcările neotectonice cuaternare au generat în Bazinul Transilvaniei:
    a. ondulări largi ale depozitelor sedimentare;
    b. formarea domurilor în partea centrală;
    c. fenomene de diapirism în partea marginală a bazinului.
11. Activitatea postvulcanică pleistocenă a produs acumulări de minerale:
    a. sulf din Munţi Călimani;
    b. travertin la Borsec;
    c. siderit în Munții Harghita.
12. Depozitele de loess conțin intercalații de soluri fosile formate în:
    a. perioadele mai calde din fazele interglaciare;

b. interstadiile mai calde ale unor glaciaţii;
c. perioadele mai reci ale unor glaciații.

13. Depozite de loess aflorează în :
    a. Podişul şi Câmpia Covurluiului, văile Siretului şi Prutului;
    b. Podișul Transilvaniei, Munții Apuseni, Munții Făgărași;
    c. Podişul Transilvaniei, Piemontul Getic şi Depresiunea Braşovului.
14. Turbăriile oligotrofe se formează:
    a. la altitudini reduse, în lacurile în care apele de infiltraţie sunt bogate în substanţe minerale nutritive care oferă condiţii bune de dezvoltare pentru un spectru larg de specii de plante;
    b. la altitudini mai mari, fiind alimentate de apele de precipitaţie, sărace în substanţe minerale nutritive, ceea ce permite dezvoltarea doar a unei vegetaţii de muşchi (*Sphagnum*).
15. Turbării eutrofe se găsesc în depresiunile intramontane:
    a. Depresiunea Braşovului;
    b. Depresiunea Ciucului;
    c. Depresiunea Borsec – Bilbor;
    d. Depresiunea Gheorghieni.
16. Aluviunile teraselor s-au acumulat în :
    a. perioadele cu climă mai caldă (faze interglaciare sau interstadiale) când nivelul Oceanului Planetar a fost mai ridicat;
    b. perioadele cu climă mai caldă (faze interglaciare sau interstadiale) când nivelul Oceanului Planetar a fost mai ridicat;
    c. perioadele cu climă mai rece (faze glaciare) când nivelul Oceanului Planetar a fost mai scăzut.
17. Formele endocarstice (peşterile) s-au format în :
    a. Pleistocen;
    b. Holocen.
18. Fisura verticală care se formează între peretele de rocă al circului glaciar și masa de gheață se numește:
    a. nunatak;
    b. rimaye.
19. Alimentarea cu zăpadă a unui gheţar din Caucaz sau Himalaya se face preponderent prin:
    a. precipitații;
    b. avalanșe.
20. Între zona de acumulare şi cea de ablaţie se interpune linia de echilibru unde:
    a. bilanţul glaciar este pozitiv;
    b. bilanţul glaciar este nul;
    c. bilanţul glaciar este negativ.
21. Bucățile de gheață desprinse din fruntea marină a unui gheţar se numesc:
    a. seracuri;
    b. iceberguri.
22. La gheţarii montani activi fruntea este:
    a. abruptă;
    b. teșită.
23. Morfologic gheţarii se clasifică astfel:
    a. activi, pasivi, morți;
    b. simpli, compuși.
    c. dendritici, compuși.
24. Gheţarii din Alaska sunt:
    a. gheţari de piemont;

b. gheţari de vale;
c. calote glaciare.

25. Formele de relief rezultate prin eroziune şi acumulare fluvio-glaciară produse de gheţarii de calotă sunt:
    a. circuri glaciare, văi glaciare, fiorduri;
    b. drumlinuri, eskeruri, kamele,
    c. kettle, sandre, pradoline.
26. Fazele mai reci din timpul unei perioade glaciare se numesc:
    a. interstadii;
    b. stadii.
27. Glaciațiile pleistocene din Europa de Nord-Vest sunt:
    a. Biber, Donau, Günz, Mindel, Riss şi Würm;
    b. Praetiglian / Brüggenian, Eburonian, Menapian, Elsterian, Saalian şi Weichselian.
28. În timpul Pleistocenului în America de Nord s-au format următoarele calote glaciare:
    a. cordilerană;
    b. siberiană;
    c. laurenţiană.
29. Trangresiunea eemiană s-a produs în interglaciarul:
    a. Elsterian – Saalian;
    b. Saalian – Weichselian.
30. Ultima fază glaciară a calotei scandinave se numește:
    a. Weichselian (Vistula);
    b. Eburian.
31. Ultima fază glaciară a calotei alpine se numește:
    a. Mindel;
    b. Riss;
    c. Würm.
32. Între valurile morenaice formate în Alpi s-au format o serie de lacuri:
    a. Geneva, Neuchâtel, Lacul celor Patru Cantoane, Boden;
    b. Maggiore, Como, Garda;
    c. Tiberiada, Aral, Michigan, Huron.
33. În România există sunt lacuri glaciare:
    a. Sfânta Ana;
    b. Zănoaga;
    c. Lala.
34. Ultima fază glaciară a calotei canadiene se numește:
    a. Kansan;
    b. Wisconsinan.
35. În timpul tuturor fazelor glaciare istmul Bering a fost:
    a. submers;
    b. emers.

Răspunsuri la testele de evaluare

U1. 1. Cronologie şi evenimente cuaternare

1 - c; 2 – a; 3 – b; 4 – a, b; 5 – a; 6 – c; 7 – a, b, c; 8– a, b; 9 – a; 10 – b.

U1. 2. Metodologia de cercetare

1 - c; 2 - a; 3 – c; 4 –a; 5 – b; 6 – a, b; 7 – a, b, c; 8 –a, b, c;

U1. 3. Variații climatice în Cuaternar

1 - a, b; 2 - c; 3 - a; 4 - c; 5 - a; 6 – b;

7. CO_2 joacă rolul unui "geam de seră" lăsând să treacă spre suprafaţa activă radiaţia solară, dar nu lasă să se piardă în spaţiul extraterestru radiaţia termică emisă de această suprafaţă. Calculele dovedesc că dublarea cantităţii de CO_2 din atmosferă ar produce creşterea temperaturii aerului la suprafaţa terestră cu circa 2,5^o C; înjumătăţirea cantităţii de CO_2 ar genera scăderea temperaturii cu circa 1,5^o C.

UI. 4. Modificări ale crustei terestre

1 - a; 2 - a; 3 - b; 4 -a, b; 5 - c; 6 - a, b, c; 7 - a, b; 8 - b; 9 - a, b.

UI. 5. Modificări ale hidrosferei

1 - a; 2 - a; 3 - b; 4 - a, b, c, d; 5 - a.

UI. 6. Depozite cuaternare

1 - a, b, c; 2 - a, b, c; 3 - c; 4 - a; 5 - a; 6 - a; 7 - c.

UI. 7 Paleogeografia României

1 - a; 2 – c; 3 – b; 4 – a, b, c, d; 5 – b; 6 – a, b, c; 7 – c; 8 – b; 9 – a; 10 – b; 11 –b; 12 – b; 13 – a, b, c; 14 – a; 15 – c; 16 – b; 17 – a; 18 – a; 19 – a.

UI. 8. Fenomenul glaciar

1 – b, c; 2 – a, c; 3 – a; 4 – b; 5 – a; 6 – a; 7 – b; 8 – a; 9 – b; 10 – a; 11 – a; 12 – a.

UI. 9. Răspândirea depozitelor cuaternare

1 – a, b, c; 2 – b; 3 – c; 4 – a; 5 – b; 6 – a; 7 – c; 8 – a; 9 – c; 10 – a.

Răspunsuri la testul final de evaluare

1 - a; 2 – a; 3 – a, b, c, d; 4 – a, c; 5 – b; 6 – c; 7 – a; 8 – b; 9 – a, b, c; 10 – a, b, c; 11 – a, b, c; 12 – a, b; 13 –a, c; 14 – b; 15 – a, b, c, d; 16 – b; 17 – a; 18 – b; 19 – b; 20 – b; 21 – b; 22 – a; 23 – b; 24 – a; 25 – b, c; 26 – b; 27 – b; 28 – a, c; 29 – b; 30 – a; 31 – c; 32 – a, b; 33 – b, c; 34 – b; 35 – b.

BIBLIOGRAFIE SELECTIVĂ

Alexeeva M. N., Andreescu T., Bandrabur T., Cepalîga A., Ghenea C., Mihăilă N., Trubihin V. (1983) – *Correlation of the Pliocen and Lower Pleistocen Deposits in the Dacic and Euxinic Basins.* Anuarul Inst. Geol. Geofiz., vol. LIX, Lucr. Congr. al XII-lea al Asoc. Geol. Carpato-Balcanice, Stratigrafie şi Paleontologie, p. 143-151, Bucureşti.

Anastasiu N., Mutihac V., Grigorescu D., Popescu G. (2007) – *Dicţionar de geologie.* Ed. Didactică şi Pedagogică, R.A., 320 p., Bucureşti.

Anderson D. E., Goudie A. S., Parker A. (2007) – *Global Environments through the Quaternary. Exploring Environmental Change.* Oxford University Press, 358 p.

Banu A. C. (1971) – *Delta Dunării, studiu de geografie fizică*. Rezumatul tezei de doctorat.

Billard A. (1989) – *Analyse critique de stratotypes quaternaires*. Laboratoire de Géographie Physique, Paris.

Brânduş C. (1981) – *Subcarpaţii Tazlăului. Studiu geomorfologic.* Ed. Academiei, Bucureşti.

Broecker W. S., Denton G. H. (1989) – *The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles.* Geochimica et Cosmochimica Acta, 53, p. 2465-2501.

Ciulache S., Ionac Ionela (2002) – *Schimbările climatice globale*. Terra, XXXI (LI), vol. 1-2 / 2001, p. 154-162, Bucureşti.

Coteţ P. (1976) – *Câmpia Română. Studiu de geomorfologie integrată.* Ed. Ceres, Bucureşti.

Delaune M. (1995) – *Principales techniques de la sedimentologie appliquées aux formations Quaternaires*. Laboratoire des Formations Superficielles ORSTOM.

Donisă I. (1993) – *Paleogeografia Cuaternarului*. Ed. Universităţii „Al.I.Cuza" Iaşi, 285 p., Iaşi.

Dragastan O., Petrescu I., Olaru L. (1980) – *Palinologie*. Ed. Didactică şi .Pedagogică., Bucureşti.

Drăgan I. C., Airinei Ş. (1993) – *Geoclima şi istoria*. Ed. Europa Nova, 301 p., Bucureşti.

Ehlers J. (1996) – *Quaternary and Glacial Geology*. John Willey Sons, Inc., Chichester. New York. Brisbane. Toronto. Singapore, 549 p.

Elmi S., Babin C., (2002) – *Histoire de la Terre.* Dunod, Masson Sciences, Paris, 222 p.

Enciu P. (2007) – *Pliocenul şi Cuaternarul din vestul Bazinului Dacic. Stratigrafie şi evoluţie paleogeografică*. Ed. Academiei Române, 228 p., Bucureşti.

Filipescu S. (2002) – *Stratigrafie.* Presa Universitară Clujeană, Cluj Napoca.

Givulescu R. (1996) – *Turbăriile fosile din Terţiarul României*. Ed. Carpatica, 171 p., Cluj Napoca.

Ghenea C., Bandrabur T., Mihăilă N., Ghenea Ana, Giurgea P. (1971) – *Harta Cuaternarului, scara 1:1 000 000.* Inst. Geol. Bucureşti.

Grecu Florina (1997) – *Gheaţă şi gheţari. Introducere în glaciologie.* Ed. Tehnică, 260 p., Bucureşti.

Hârjoabă I. (1968) – *Relieful Colinelor Tutovei.* Ed. Academiei, Bucureşti.

Ianovici V., Borcoş M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976) – *Geologia Munţilor Apuseni.* Ed. Academiei R.S.R., 631 p., Bucureşti.

Ichim I. (1980) – *Hipercontinentul îngheţului veşnic*. Ed. Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.

Ionesi L. (1989) – *Geologia României. Unităţi de platformă şi orogenul nord-dobrogean.* Ed. Universităţii "Al. I. Cuza" Iaşi, 253 p., Iaşi.

Lemonick M. D., Dorfman A. (1999) – *Up From the Apes. Remarkable New Evidence Is Filling In The Story Of How We Became Human*. Time Magazine.

Liteanu E., Ghenea C. (1966) – *Cuaternarul din România.* Stud. Tehn. Ec., seria H, vol.I, Bucureşti.

Macarovici N. (1968) – *Geologia Cuaternarului.* Ed. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Macovei G. (1958) – *Geologie stratigrafică*. Ed. Tehnică, Bucureşti.
Morariu T., Gârbacea V. (1960) – *Terasele râurilor din Transilvania.* Comunicări, Academia Română, X, fasc. 6.
Morariu T., Mihăiescu V., Dragomirescu Ş., Posea G. (1960) – *Le stade actuel des recherches sur le périglaciaire de la R. P. Roumanie.* În Recuille d'études géographiques, Ed. Academiei R.P.R., Bucureşti.
Mutihac V., Ionesi L. (1974) – *Geologia României*. Ed. Tehnică, 646 p., Bucureşti.
Naum T. (1970) – *Complexul de modelare nivo-glaciar din Masivul Călimani.* An. Univ. Bucureşti, Şt. nat., geol.-geogr., XVI, 2, Bucureşti.
Olaru L., Ionesi V., Ţabără D. (2004) – *Geologie fizică.* Ed. Universităţii "Al. I. Cuza", 468 p., Iaşi.
Petrescu I. (1990) – *Perioadele glaciare ale Pământului*. Ed. Tehnică, 251 p., Bucureşti.
Pişota I. (1971) – *Lacurile glaciare din Carpaţii Meridionali. Studiu hidrologic.* Ed. Academiei, Bucureşti.
Pomerol V., Babin C., Lancelot I., Le Pichon X., Rat P. (1980) – *Stratigraphie et paleogéographie. Principes et methods*. Doin Editeurs Paris.
Pomerol C., Lagabrielle Y., Renard M. (2002) – *Éléments de géologie.* Dunod, Masson Sciences, Paris, 746 p.
Pop E. (1960) – *Mlaştinile de turbă din Republica Populară Română.* Ed. Academiei R. P. R., 511 p., Bucureşti.
Popa M. – *Elemente de geologie şi paleontologie.* Ed. Universităţii din Bucureşti, 230 p., Bucureşti.
Popescu N. (2002) – *Cuaternarul - perioada marilor glaciaţiuni.* Terra, XXXI (LI), vol. 1-2 / 2001, p. 129-149, Bucureşti.
Posea G., Popescu N., Ielenicz M. (1974) – *Relieful României.* Ed. Ştiinţifică, Bucureşti.
Rădoane Maria, Dumitriu D., Ichim I. (2000-2001) – *Geomorfologie.* Ed. Universităţii Suceava, 2 vol., 644 p., Suceava.
Rădulescu D. P. (1976) – *Vulcanii astăzi şi în trecutul geologic.* Ed. Tehnică, 269 p., Bucureşti.
Saulea Emilia (1967) – *Geologie istorică*. Ed. Didactică şi Pedagogică, 838 p., Bucureşti.
Savin Constantin (1996) – *Dicţionar ştiinţific poliglot*. Ed. Tipored, 1293 p., Bucureşti
Sârcu I. (1969) – *Munţii Rodnei.* Ed. Academiei, Bucureşti.
Sficlea V. (1960) – *Pietrişurile de Bălăbăneşti şi câteva precizări geomorfologice legate de ele.* Anal. Şt. Univ. "Al. I. Cuza" Iaşi,secţia II, VI, 2, Iaşi.
Sficlea V. (1980) – *Podişul Covurlui. Studiu geomorfologic.* În vol. "Masivul Ceahlău, Ţara Giurgeului, Depresiunea Dărmăneşti, Podişul Covurlui", Ed. Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.
Skinner J. B., Porter S. C. (2000) – *The Dynamic Earth. An Introduction to Physical Geology*. John Willey and Sons, Inc., New York, Chichester, Weinheim, Brisbane, Singapore, Toronto, 575 p.
Tătărîm Niţa (1984) – *Geologie stratigrafică şi paleogeografie. Mezozoic şi Cainozoic*. Ed. Tehnică, 494 p., Bucureşti.
Vespremeanu E. (1972) – *Dealurile Lipovei şi defileul Mureşului.* Rezumatul tezei de doctorat, Bucureşti.

Temă de control

Realizarea hărţii geologice în formaţiuni orizontale

Formaţiunile orizontale sunt specifice zonelor rigide de platfotmă rămase în poziţia lor primară. Tensiunile tectonice de mică intensitate pot afecta poziţia primară a formaţiunilor unei platforme determinând apariţia ondulaţiilor largi. Subsidenţa diferenţiată a unui bazin de sedimentare poate conduce la apariţia formaţiunilor monoclinale.

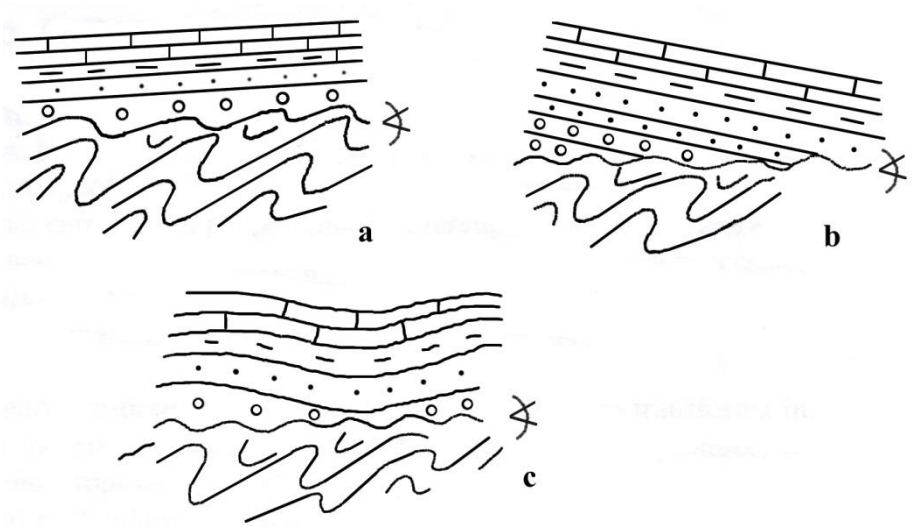


Fig. 1 Structura unei platforme este constituită din 2 elemente: un fundament de roci metamorfice intens cutate şi o cuvertură de roci sedimentare dispuse în general cvasiorizontal (a). În urma acţiunii reduse a tensiunilor tectonice, stratele iniţial orizontale pot fi uşor ondulate (b). Dacă bazinul de sedimentare suferă o subsidenţă diferenţiată, depozitele din cuvertură devin uşor înclinate (c) în aceeaşi direcţie (depozite monoclinale).

Pentru realizarea unei hărţi geologice (geomorfologice, pedologice, etc.) într-o anumită zonă este necesară cartarea geologică. Cele două două noţiuni de bază cu care operează cartarea geologică sunt: limita geologică şi limita cartografică.

Limita geologică este suprafaţa plană sau aproape plană care separă două formaţiuni distincte petrografic, uneori şi stratigrafic (au vârste diferite). **În cazul stratelor orizontale limita geologică este un plan orizontal.**

Limita cartografică este proiecţia limitei geologice pe un plan orizontal, respectiv pe o hartă topografică.

Pentru întocmirea hărţii geologice a unei regiuni este necesară cunoaşterea situaţiei geologice din teren. Înainte de a merge în teren este necesară documentarea cu privirea la zona ce urmează a fi cercetată: se vor citi o serie de lucrări privitoare la zona de studiu; se vor consulta harta topografică şi eventual hărţi geologice mai noi sau mai vechi în vederea

conturării unei imagini generale asupra situaţiei din teren. Ulterior se trece la **cartarea geologică** care presupune parcurgerea a două etape:

1. Etapa de teren urmăreşte identificarea limitei geologice între formaţiuni diferite petrografic şi stratigrafic. Cartarea geologică se face, în deosebi, folosind aflorimentele oferite de reţelele hidrografice sau lucrări miniere (cariere, decoperte, şanţuri, galerii, etc.). Fixarea limitei se face fie prin măsurători de altitudine absolută folosind altimetru, fie prin măsurători de distanţă de la limita respectivă la repere fixe din teren care pot fi uşor localizate pe harta topografică (cote, intersecţii de drumuri, poduri, confluenţa unor pâraie, fântâni, izvoare, etc.).
2. Etapa de birou. Pe harta topografică a regiunii cartate se fixează mai întâi limitele dintre formaţiunile identificate în teren, notându-se prin puncte evetualele anomalii, respectiv adiacenţa dintre formaţiunile care nu sunt în succesiune normală (acestea reprezintă accidentele tectonice, respective faliile). După transpunerea tuturor limitelor, se trasează faliile, deosebindu-se compartimentele ridicate de cele coborâte.

Pentru hărţile geologice în formaţiuni orizontale, trasarea limitelor cartografice se face ducând linii paralele la curbele de nivel.

Temă de lucru

Realizaţi o hartă în formaţiuni orizontale având ca bază topografică harta anexată.

Datele după care veţi face harta în formaţiuni orizontale sunt următoarele :

590 m limita Triasic – Jurasic

660 m limita Jurasic - Cretacic

770 m limita Cretacic - Paleogen

840 m limita Paleogen – Neogen

910 m limita Neogen – Cuaternar

Culorile standard pe care le veţi folosi sunt :

- violet pentru Triasic;
- albastru pentru Jurasic;
- verde pentru Cretacic;
- portocaliu pentru Paleogen;
- galben pentru Neogen;
- cenuşiu pentru Cuaternar.

Etape de lucru

1. Harta geologică în formaţiuni orizontale se face folosind harta topografică anexată. Scara hărţii este 1:20 000. Diferenţa curbelor secundare de nivel (liniile subţiri) este de 20 m, iar a curbelor principale (figurate cu linii îngroşate) este de 100 m.

2. Vă veţi folosi de valorile cotelor pentru a stabili pentru început valoarea unei curbe de nivel. Cota 569 se află în partea de jos a hărţii topografice, la confluenţa a două pâraie, ceea ce înseamnă că linia de deasupra cotei este curba de nivel de 580 m.

3. **Limita Triasic – Jurasic** stabilită la **590 m** se trasează (cu creionul) cu o linie continuă dusă paralel între curbele de nivel de 580 şi 600 m, pe ambii versanţi ai văii principale şi ai văilor afluenţilor acesteia. În interiorul acestei zone astfel delimitate veţi colora cu violet, care este culoarea pentru depozitele de vârstă triasică.

4. Pentru următoarea limită (**660 m limita Jurasic – Cretacic)** veţi proceda la fel, doar că în acest caz limita cartografică se duce urmărind, pe tot planul hărţii, curba de nivel de 660 m care va fi îngroșatăcu creionul. După ce veţi trasa această limită veţi colora cu albastru, culoarea pentru depozitele jurasice.

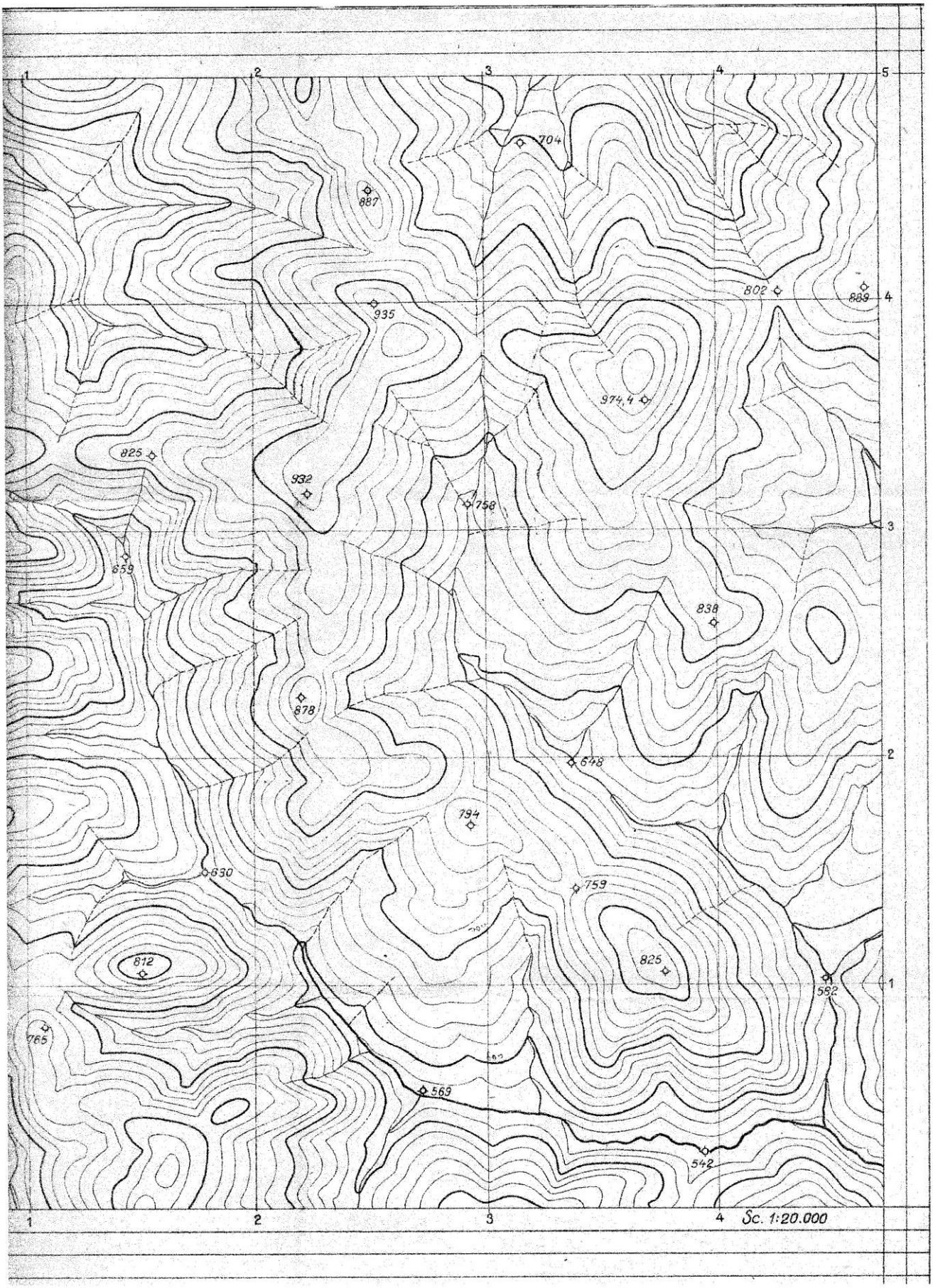
5. **Limita Jurasic – Cretacic** stabilită la 660 m reprezintă de fapt contactul dintre depozite litologice cu vârste diferite: sub 660 m, depozitele mai vechi, jurasice (colorate cu albastru), care vin în contact cu depozitele cretacice, mai noi (colorate cu verde), de deasupra lor.

6. Celelalte limite se vor trasa în mod similar cu cele explicate la punctele anterioare.

7. **Limita Neogen – Cuaternar** la **910 m** se trasează ca la punctul 3, colorând cu cenuşiu depozitele cuaternare situate deasupra limitei cartografice (de 910 m).

8. În final veţi obţine harta în formaţiuni orizontale, în care depozitele cel mai vechi, de vârstă triasică vor ocupa zonele cele mai joase ale reliefului (zonele cu altitudinea cea mai mică). Peste acestea vor fi dispuse depozite din ce în ce mai noi. Cele mai noi sunt depozitele cuaternare şi vor ocupa zonele cel mai înalte ale reliefului (zonele cu altitudinea cea mai mare).

Harta astfel realizată va fi prezentată în ziua programată pentru susţinerea colocviului.


704
887
935
802
889
974,4
825
932
758
659
838
878
648
794
830
759
812
825
582
765
569
542
Sc. 1:20.000