HOLOCENUL – DATE CRONOLOGICE ŞI CLIMATICE

Mihai TOMESCU

"Nous prélevons une poignée de sable dans le paysage infini et nous le baptisons: monde. C'est sur ce monde que nous appliquons le processus de discrimination. Nous divisons le sable en petits tas: l'ici et l'ailleurs, le blanc et le noir – l'hier et l'aujourd'hui."

Robert M. Pirsig
Traité du zen et de
l'entretien des motocyclettes

Holocenul reprezintă ultimul interval, foarte scurt de altfel (circa 11000-12000 de ani), al istoriei geologice a Pământului. Este intervalul cel mai recent, cel mai apropiat de noi şi, prin urmare, cel mai uşor de cercetat, pentru că scurgerea timpului a afectat cel mai puţin sedimentele care îi sunt atribuite; din păcate, datorită tinereţii sale, Holocenul este totodată şi intervalul cel mai neglijat de geologi în România.

Holocenul şi clima sa au făcut să curgă multă cerneală de-a lungul timpului. Deşi este definit ca perioadă caldă, interglaciară, Holocenul a înregistrat variaţii ale climei - nu atât de importante ca cele de la tranziţia glaciar-interglaciar, dar suficient de marcate pentru a lăsa mărturii în diverse medii. Ideea utilizării oscilaţiilor climatice ca sistem de referinţă pentru corelări în Holocen nu este nouă. Încă din 1890 Sernander împarte Holocenul în perioade caracterizate pe baza climei lor. Această idee a generat numeroase discuţii. Spre exemplu, Mangerud *et al.*[1] resping practica realizării de corelări pe baza oscilaţiilor climatice - în special pentru Holocen -, aducând argumentul că limitele astfel definite nu sunt perfect sincrone. În schimb, Zagwijn[2] consideră că variaţiile climatice constituie cea mai potrivită bază pentru corelaţii globale în Cuaternar.

Chiar dacă cronologia Holocenului nu se reduce doar la istoria climei, este cert că evoluţia climei reprezintă unul dintre puţinele procese cu o desfăşurare relativ unitară la scară mare pentru această perioadă. Variaţiile climei stau la baza evoluţiei criosferei (calotele glaciare şi gheţarii montani) şi a evoluţiei faunelor şi florelor. În plus, oscilaţiile climei au influenţat – prin intermediul evoluţiei criosferei – alături de mişcările scoarţei terestre, variaţiile nivelului mărilor şi oceanelor. Pe de altă parte, ele trebuie să fi influenţat şi evoluţia omului şi a relaţiilor sale cu mediul înconjurător.

Reconstituirea istoriei climei holocene a pus şi pune, încă, probleme. Ea se bazează, ca marea majoritate a reconstituirilor ce se operează în geologie, pe principiul uniformitarianismului[3], şi a

[1] Mangerud J., Anderson S.T., Berglund B.E., Donner J.J. (1974) *Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification*, Boreas 3, 109-127.
[2] Zagwijn W.H. (1992) *The beginning of the Ice Age in Europe and its major subdivisions*, Quaternary Science Reviews, 11, 583-591.
[3] Uniformitarianismul ca principiu metodologic se bazează pe presupunerile că (i) legile naturale sunt constante în spaţiu şi timp şi că (ii) nu trebuie invocate procese ipotetice atunci când situaţiile puse în evidenţă pot fi explicate prin procese observabile în prezent; Ziegler A.M., Hulver M.L., Lottes A.L., Schmachtenberg W.F. (1984) *Uniformitarianism and Palaeoclimates: Inferences from the Distribution of Carbonate Rocks*, in Brenchley P. (ed.) *Fossils and Climate*, John Wiley & Sons, 3-25.

www.mnir.ro

fost abordată pe mai multe căi – pe de o parte prin intermediul metodelor fizico–chimice, iar pe de altă parte prin prisma metodelor biologice, în speţă ecologice. Utilizarea unei mari varietăţi de metode în cercetările efectuate asupra diverselor medii ce înregistrează oscilaţiile climatice holocene, a dus la acumularea în ultimul timp a unui important şi complex volum de informaţii paleoclimatice. Înmulţirea datărilor radiocarbon, ca şi posibilitatea de a calibra aceste datări, furnizează un cadru cronologic destul de precis pentru corelarea acestor informaţii.

Lucrarea de faţă nu va rezolva problemele evoluţiei climei holocene, dar îşi propune să clarifice unele aspecte ale acesteia. Pornind de la ideea că volumul mare de informaţii şi precizia mai mare a datărilor ar trebui să permită o reformulare a cronologiei climatice a Holocenului, ea ia în discuţie informaţiile oferite de câteva medii ce înregistrează oscilaţiile climatice. Scopul analizei este acela de a realiza o cronologie a acestor oscilaţii.

Înainte de toate, însă, vom aborda problema definirii Holocenului, cadrul general în care sunt cuprinse toate problemele puse în discuţie. Ne vom opri, de asemenea, asupra clasificării stratigrafice Blytt-Sernander şi asupra zonărilor palinologice, două probleme ce au avut şi au, încă, o importanţă deosebită pentru cronologia Holocenului.

1. Definire

`Ολος (întreg, complet) καινος (recent, nou) – aceasta este etimologia termenului *holocen*. El a fost propus în 1869 de către Gervais pentru a desemna depozitele ce conţin, din punct de vedere paleontologic, exclusiv specii cu reprezentanţi în viaţă, şi s–au depus în perioada cea mai recentă a Cuaternarului, ce a urmat ultimei glaciaţiuni.

Dacă avem în vedere că argumentul paleontologic se referă cu precădere la fauna continentală, ale cărei ocurenţe sunt sporadice, reiese că în definirea Holocenului primează latura climatică. În acest sens se poate spune că Holocenul reprezintă o perioadă interglaciară, sau mai bine zis o parte a unui interglaciar. În această accepţiune, el urmează unei perioade de tranziţie ce se interpune între perioada glaciară şi interglaciar, numită *Tardiglaciar*[4]; din această cauză mai este desemnat şi prin termenul *Postglaciar*. După cum se poate observa, această *definire determinată climatic a Holocenului* – perioada ce a urmat ultimei glaciaţiuni – implică un grad destul de mare de imprecizie.

De Jong[5] consideră că din punct de vedere stratigrafic Holocenul ar trebui considerat, la fel ca şi celelalte perioade interglaciare, parte a Pleistocenului. Totuşi, deşi are o durată de numai circa 10.000 de ani, conform recomandării celui de–al VI–lea congres al INQUA (1961) Holocenul este unitate geocronologică de rang egal cu Pleistocenul (cu o durată de 1,6–1,8 milioane de ani) – epocă a perioadei Cuaternare. Într–adevăr, tocmai apropierea de zilele noastre face ca Holocenul să fie atât de valoros ca moment al istoriei geologice a Pământului – el este interglaciarul ce poate fi studiat cel mai amănunţit. Acest fapt nu este deloc neglijabil în condiţiile în care procesele ce au stat la baza declanşării glaciaţiunilor pleistocene şi a succesiunii ciclurilor glaciare nu sunt încă pe deplin cunoscute.

[4] Tardiglaciarul este caracterizat de alternanţa unor oscilaţii calde (Bölling, Alleröd), a căror amplitudine nu a atins însă nivelele din interglaciare, şi reci (Dryas I, II ...), care nu au fost însă atât de riguroase ca stadiile glaciare; datorită faptului că oscilaţiile reci au fost suficient de ample, Tardiglaciarul este considerat parte integrantă a ultimului glaciar, reprezentând astfel ultima parte a Pleistocenului.

[5] De Jong J.D. (1967) *The Quaternary of the Netherlands*, in Rankama K. (ed.) *The Quaternary*, vol.2, Interscience Publishers, 301-426.

www.mnir.ro

2. Denumire şi echivalenţe

Unii autori susţin eliminorea denumirii de *Postglaciar* pe baza faptului că în cadrul Holocenului au existat şi etape de răcire şi înaintare a gheţarilor – ultima dintre acestea, petrecută chiar în mileniul nostru şi documentată prin izvoare scrise, este cunoscută sub numele de Mica Epocă Glaciară (Little Ice Age). Nu trebuie uitat, însă, că este normal ca evoluţia climei, rezultat al interferenţei mai multor procese oscilatorii (fiecare cu amplitudinea şi frecvenţa proprie), să aibă ea însăşi un caracter oscilatoriu permanent. În plus, nici una dintre oscilaţiile reci holocene nu a atins, nici pe departe, rigoarea perioadelor glaciare. În schimb, până la ora actuală nu există nici un indiciu care să ne îndemne să credem că s–a sfârşit cu glaciaţiunile, iar pe de altă parte *Postglaciar* ar putea fi numite fiecare dintre interglaciarele precedente, la fel cum ultimele faze ale glaciarelor precedente pot fi numite fiecare *Tardiglaciar*. Acestea reprezintă într–adevăr argumente în favoarea eliminării ambilor termeni. Oricum, ţinând cont de separarea sa ca epocă aparte a Cuaternarului, denumirea de Holocen este cea mai indicată pentru această epocă.

Odată ajunşi aici, trebuie să ne oprim puţin asupra diverşilor echivalenţi cronologici ai Holocenului.

Dacă definiţia Holocenului este pur climatică, în domeniul marin sfârşitul ultimului glaciar şi Holocenul corespund unei ridicări a nivelului mărilor şi oceanelor ca urmare a topirii marilor calote glaciare. În acest sens Rutot şi Van den Broeck introduc în 1885 termenul *Flandrian* pentru a defini cele mai noi depozite cuaternare marine de pe litoralul Flandrei. Dubois îl reia în 1921, utilizându–l pentru depozitele ultimei transgresiuni cuaternare de pe litoralul nordic al Franţei[6].

Combătând utilizarea termenilor Tardiglaciar şi Postglaciar, West[7] utilizează în Insulele Britanice *Weichselianul superior* (de la echivalentul din Nordul Germaniei al glaciarului Würm) pentru primul şi *Flandrianul* pentru cel de–al doilea. Termenii Weichselian superior şi Flandrian sunt utilizaţi în locul Tardiglaciarului şi Holocenului de numeroşi alţi autori[8]. După Pomerol[9], Flandrianul – ce marchează o transgresiune cu faună de ape reci în mările nordice – este echivalent cu *Versilianul* – definit de Blanc în 1936 pentru litoralul mediteranean –, ambele începând înainte de finele Pleistocenului.

Bonifay[10], susţinând integrarea Holocenului în Pleistocen, propune să fie denumit *Post–Würm*[11]. Acelaşi autor respinge termenii Flandrian – pe motiv că aşa cum a fost definit de Dubois ar corespunde doar părţii terminale a ultimei transgresiuni cuaternare – şi *Grimaldian* (termen introdus de Bourcart în 1938 ca echivalent al Flandrianului) – datorită faptului că a fost folosit şi pentru a defini o cultură în preistorie. El propune în schimb utilizarea Versilianului, pe care îl consideră a începe imediat după maximul regresiunii würmiene – în acest caz Holocenul ar corespunde *Versilianului mediu*.

---

[6] Alimen M.–H. (1967) *The Quaternary of France*, in Rankama K. (ed.) *The Quaternary*, vol.2, Interscience Publishers, 89-238.
[7] West R.G. (1967) *The Quaternary of the British Isles*, in Rankama K. (ed.) *The Quaternary*, vol.2, Interscience Publishers, 1-87.
[8] de Jong J.D., *Op.cit.*, Woldstedt P. (1967) *The Quaternary of Germany*, in Rankama K. (ed.) *The Quaternary*, vol.2, Interscience Publishers, 239-300, O'Sullivan P.E. (1974) *Two flandrian pollen diagrams from the east-central Highlands of Scotland*, Pollen et Spores, 16, 1, 33-57, Lowe J.J. (1978) *Radiocarbon-dated Lateglacial and Early-Flandrian pollen profiles from the Teith Valley, Perthshire, Scotland*, Pollen et Spores, 20, 3, 367-397, Mansikkaniemi H. (1991) *Regional case studies in Southern Finland with reference to glacial rebound and Baltic regression*, in Starkel L., Gregory K.J., Thornes J.B. (eds.), *Temperate palaeohydrology. Fluvial processes in the temperate zone during the last 15.000 years*, John Wiley & Sons, 79-104 şi alţii.
[9] Pomerol Ch. (1973) *Stratigraphie et paléogéographie. Ère Cénozoique (Tertiaire et Quaternaire)*, Doin, Paris.
[10] Bonifay E. (1975) *L'"ère quaternaire": définition, limites et subdivisions sur la base de la chronologie méditerranéenne*, Bulletin de la Société géologique de France, 7e série, t.17, 380-393.
[11] Având în vedere că perioada de tranziţie dintre glaciarul Würm şi Holocen este de mult tratată ca etapă aparte a evoluţiei climatice şi extinzând acelaşi raţionament, ea ar putea fi denumită *Tardi–Würm*, termen pe care îl consider cel mai potrivit întrucât înlătură toate ambiguităţile.

www.mnir.ro

3. Limita inferioară

Ca şi definiţia Holocenului şi tocmai datorită acesteia, limita inferioară a Holocenului suferă de aceeaşi imprecizie.

Liteanu[12] defineşte limita Holocen/Pleistocen în domeniul continental astfel: "în zona temperată se află precizată prin trei fenomene sincrone: 1. dispariţia Proboscidienilor, a Rhinoceridelor, a Cervideelor adaptate la clima rece (*Cervus tarandus*) şi apariţia faunei de Mamifere actuale; 2. dispariţia industriei umane paleolitice şi apariţia industriei umane neolitice; 3. sfârşitul epocelor glaciare.". Dispariţia mamiferelor adaptate la clima rece nu a fost însă datată. Mai mult decât atât, în absenţa unor depozite cu faună terestră de mamifere, limita astfel definită nu poate fi trasată nici pe baza neolitizării, întrucât aceasta reprezintă un fenomen diacronic la scară regională, neputând servi ca reper de corelare. Ajungem astfel, şi în cazul trasării limitei inferioare a Holocenului, tot la latura climatică a acesteia – ea ar fi reprezentată aşadar de sfârşitul ultimei glaciaţiuni (Würm), definire prea imprecisă pentru a fi satisfăcătoare.

Mai discret decât resturile de mamifere dar cvasi–ubicvist ca prezenţă, polenul a fost utilizat pentru punerea în evidenţă a oscilaţiilor climatice. Vegetaţia suferă însă mai mult decât fauna de o inerţie la schimbările impuse de variaţiile climatice, împiedicând trasarea unei limite nete – problematica zonărilor polinice va fi abordată pe larg mai jos (5.). Bazându–se pe diferite studii palinologice efectuate în turbării din zona montană a României, POP *et al.*[13] plasează limita Holocen/Pleistocen între ceea ce ei definesc drept *episodul pinetelor cu molidişe puţine* din *faza pinului* (ultima fază a Pleistocenului) şi *faza pin–molid* (prima fază a Holocenului). Limita astfel definită nu este însă aplicabilă diagramelor polinice din regiunile de câmpie ale ţării, şi nici diagramelor din alte părţi ale continentului, datorită asociaţiilor vegetale diferite ce se dezvoltau în regiunile respective.

În mod analog (atât ca principiu cât şi ca aplicabilitate), pentru Insulele Britanice West[14] plasează limita Holocen/Pleistocen între zonele III şi IV ale zonării polinice stabilite de Godwin în Anglia în 1956; limita marchează începutul răspândirii arborilor termofili şi deciduali la sfârşitul ultimei glaciaţiuni. La fel procedează Jalut[15] pentru Pirinei şi numeroşi alţi autori pentru diverse regiuni ale Europei. Ei se bazează fie pe zonarea lui Godwin, fie pe cea realizată de Firbas în 1949 pentru Europa Centrală de la Nord de Alpi (limita Holocen/Pleistocen plasată tot între zonele III şi IV) – prilej pentru numeroase neclarităţi şi confuzii, întrucât toate acestea reprezintă limite trasate între biozone (înţelese aici într–un sens foarte larg[16]) a căror extensie cronologică şi spaţială este foarte variabilă.

După cum am arătat mai sus, atât Pomerol[17], cât şi Bonifay[18], consideră şi Flandrianul şi Versilianul ca începând înaintea Holocenului, în Pleistocen. Pe de altă parte, Alimen[19] paralelizează Flandrianul inferior (pe care îl consideră echivalent cu Holocenul inferior) cu stratele cu *Ancylus*

---

[12] Liteanu E. (1953) *Geologia ţinutului de câmpie din basinul inferior al Argeşului şi a teraselor Dunării*, Studii tehnice şi economice, Hidrogeologie, Seria E, Nr.2, Comitetul Geologic, Bucureşti, 5-78, p.47.

[13] Pop E., Boşcaiu N., Lupşa V. (1974) *Nouvelle contribution à l'étude de l'histoire de la végétation du Parc National de Retezat (Roumanie)*, Pollen et Spores, 16, 1, 27-32.

[14] West R.G., *Op.cit.*.

[15] Jalut G. (1973) *Analyse pollinique de la tourbière de la Moulinasse: versant Nord Oriental des Pyrénées*, Pollen et Spores, 15, 3-4, 471-509.

[16] Întrucât o mare parte a publicului căruia i se adresează lucrarea de faţă este formată din ne–geologi, am considerat necesară explicarea (în cadrul mai multor note) unor termeni uzuali ai vocabularului geologic. *Biostratigrafia* studiază distribuţia stratigrafică a fosilelor în vederea ordonării rocilor în unităţi definite pe baza conţinutului lor de fosile. *Biozona* (numită şi *unitate biostratigrafică*) reprezintă un corp de roci definit şi recunoscut pe baza conţinutului său de fosile; o biozonă există numai acolo unde caracteristicile ei biostratigrafice diagnostice sunt identificate.

[17] Pomerol Ch., *Op.cit.*.

[18] Bonifay E., *Op.cit.*.

[19] Alimen M.–H., *Op.cit.*.

www.mnir.ro

fluviatilis din stratigrafia Holocenului din zona baltică (descrisă de Munthe în 1910). Aceste strate corespund, însă, Borealului din zonarea Blytt–Sernander, în timp ce Preborealul (prima etapă a Holocenului) corespunde stratelor cu *Yoldia (Portlandia) arctica*[20]. Tot pentru zona baltică, Mansikkaniemi[21], care consideră Flandrianul echivalent cu Holocenul, plasează în baza sa (adică în Preboreal) stratele cu *Yoldia arctica*.

Prin datarea ^{14}C a limitelor Holocen/Pleistocen trasate pe baza diverselor criterii enumerate mai sus şi care, evident, nu erau sincrone, imprecizia s–a transferat în domeniul valorilor absolute. Astfel (pentru a da doar câteva exemple), Gross propune în 1958 valoarea de 10200–10300 BP[22]; Horowitz[23] plasează limita Holocen /Pleistocen la 11500 BP pe baza datării sedimentelor analizate palinologic dintr–un foraj din lacul Hula (Nordul Israelului); Jalut[24] plasează aceeaşi limită la 10000 BP; într–o perioadă când calibrarea datelor ^{14}C nu era încă pusă la punct, el merge încă mai departe şi transformă direct această datare (prin scăderea a 1950 de ani) în 8000 BC (care ca datare calibrată ar corespunde aproximativ la 8900 cal.BP!). Utilizarea acestui procedeu, incorect din punct de vedere fizic, era dealtfel frecventă în perioada de început a datărilor radiocarbon.

Toate aceste căutări au condus la concluzia că datarea limitei Holocen/Pleistocen nu poate fi decât arbitrară, astfel încât s–a convenit că Holocenul a început acum 10000 de ani; în paranteză fie spus, această dată fusese propusă încă din 1969 de către Comisia pentru Holocen a INQUA[25], dar ca valoare necalibrată – 10000 BP –, ce corespunde în realitate datei 11200 cal.BP.

De fapt, important este că limita Holocen/Pleistocen corespunde, pentru toţi autorii, unei schimbări climatice majere – o încălzire rapidă şi importantă a climei. Aceasta se reflectă în creşterea raportului izotopic $^{18}O/^{16}O$ în sedimentele lacustre din Alpi, Jura, Platoul elveţian şi în calota glaciară groenlandeză; în aceasta din urmă, variaţia raportului $^{18}O/^{16}O$ indică pentru începutul Holocenului o creştere a temperaturii medii anuale cu 7°C în mai puţin de 50 de ani. Acelaşi raport izotopic scade pe de altă parte în cochiliile foraminiferelor din Marea Norvegiei şi Atlanticul de Nord, indicând accelerarea topirii calotelor glaciare; aceasta duce la o ridicare a nivelului mărilor şi oceanelor cu circa 28 de metri în jur de 9350 cal.BC (după unii autori) sau 8950 cal.BC (după alţi autori). Studiile efectuate pe resturi de coleoptere în Anglia indică o creştere a temperaturii medii anuale de ordinul a 2,8°C pe secol în această perioadă de început. Lacurile glaciare din Jura înregistrează o scădere marcată de nivel, datorată în special maximului atins de insolaţia estivală la începutul Holocenului[26].

Problema limitei inferioare a Holocenului va mai fi abordată în cele ce urmează.

4. Axel Blytt şi Rutger Sernander

Deşi mult discutată de–a lungul anilor, cea mai veche divizare a Holocenului, datorată norvegianului Axel Blytt şi suedezului Rutger Sernander şi introdusă către sfârşitul secolului al XIX–lea, este încă cea mai larg utilizată. Termenii Preboreal, Boreal, Atlantic, Subboreal şi Subatlantic sunt

[20] Chaline J. (1985) *Histoire de l'homme et des climats au Quaternaire*, Doin, Paris.
[21] Mansikkaniemi H., *Op.cit.*.
[22] Mullenders W. (1960) *Contribution à l'étude palynologique des tourbières de la Bar (département des Ardennes)*, Pollen et Spores, 2, 1, 43-55.
[23] Horowitz A. (1971) *Climatic and vegetational developments in northeastern Israel during Upper-Pleistocene - Holocene times*, Pollen et Spores, 13, 2, 255-278.
[24] Jalut G., *Op.cit.*.
[25] de Beaulieu J.-L. (1982) *Palynological subdivision of the Holocene in France*, in Mangerud J., Birks H.J.B., Jäger K.-D. (eds.) *Chronostratigraphic subdivision of the Holocene*, Striae, Vol.16, Uppsala, 106-110.
[26] Magny M. (1995) *Une histoire du climat, des derniers mammouths au siècle de l'automobile*, Errance, Paris.

www.mnir.ro

astăzi familiari oricărui cercetător ce are tangenţe cu Holocenul, de la geologi şi până la arheologi. Ei au jucat un rol deosebit de important în cronologia Holocenului; chiar şi astăzi, orice nouă cronologie a Holocenului se raportează şi la divizarea Blytt–Sernander. Datorită vechimii de peste un secol, detaliile definirii acestei clasificări stratigrafice se pierd în negura timpului. Din acest motiv şi în special datorită faptului că aceste detalii sunt deosebit de importante pentru stabilirea utilităţii sale actuale, am considerat că este util să rezum aici modul de apariţie al divizării Blytt–Sernander, aşa cum este prezentat de Mangerud *et al.*[27]. Această prezentare este utilă cu atât mai mult cu cât apariţia divizării Blytt–Sernander nu a fost niciodată prezentată exact în literatura românească.

Termenii ce denumesc subdiviziunile Holocenului în schema Blytt–Sernander au fost introduşi de către Blytt, în 1876, pentru a defini grupe ecologice de plante din flora actuală a Norvegiei. Singura conotaţie stratigrafică e acestor termeni deriva din presupunerea lui Blytt că plantele din diverse grupe ecologice au migrat şi s–au instalat în teritoriile eliberate odată cu retragerea calotei glaciare scandinave, într–o succesiune deschisă de plantele cu afinităţi arctice (boreale) şi care se termina cu plantele subatlantice. Mai mult decât atât, pe baza afinităţilor ecologice actuale ale plantelor, Blytt a presupus că plantele boreale şi subboreale s–au instalat în perioade cu pronunţate influenţe climatice continentale, iar cele atlantice şi subatlantice în perioade cu climă oceanică. Pe de altă parte, în 1882 Blytt pune în relaţie formarea diferitelor strate din succesiunea stratigrafică a turbăriilor norvegiene cu cele două tipuri de climă – oceanică şi continentală. Este de subliniat că în aceste lucrări Blytt a utilizat termenii ce dau astăzi numele diviziunilor clasificării stratigrafice numai pentru a defini afinităţi ecologice ale plantelor, şi nu i–a utilizat pentru denumirea unităţilor stratigrafice.

Această din urmă utilizare a termenilor este prefigurată de Sernander. În 1889 el pune în relaţie termenii "boreal", "atlantic" etc., cu interpretarea climatică a stratigrafiei turbăriilor, făcută de Blytt, iar în 1890 utilizează termenii lui Blytt pentru a defini perioade caracterizate de diferite tipuri de climă.

Utilizarea termenilor pentru definirea unităţilor stratigrafice este consacrată de Blytt, care în 1893 adoptă această practică, atribuind denumiri diferitelor strate pe care le descrisese anterior în turbării, şi mai ales de Sernander, care în 1894 utilizează termenii lui Blytt pentru a denumi atât strate din turbării, cât şi perioadele ce corespund acumulării lor. Lucrarea lui Sernander din 1894[28] este în general recunoscută drept cea care consacrează definirea divizării "Blytt–Sernander".

În ceea ce priveşte termenul "preboreal", el a fost utilizat iniţial (de către Erdtman în 1921 şi de către Faegri în 1935) pentru a defini la modul general perioada ce a precedat Borealul, pentru ca mia apoi (Faegri, 1940) sî–şi restrângă înţelesul numai la intervalul dintre Dryasul Recent şi Boreal.

Chaline[29] prezintă asfel succesiunea clasică pentru Europa occidentală a divizării Blytt–Sernander (la care am adăugat caracteristicile climatice după Pop[30]):

♦ **Preboreal** – climă rece şi uscată; prima diviziune a Holocenului, văzută ca o ameliorare a climei în comparaţie cu Tardi–Würmul căruia îi urmează, şi caracterizată prin extinderea genului *Betula*, urmat de *Corylus*, *Quercus* şi *Ulmus*;

[27] Mangerud J. *et al.*, *Op.cit.*.
[28] Sernander R. (1894) *Studier öfver den Gotländska vegetationens utvecklingshistoria*, Akademisk anhandling, Uppsala.
[29] Chaline J. (1972) *Le Quaternaire. L'histoire humaine dans son environnement*, Doin, Paris.
[30] Pop E. (1933) *Analizele de polen şi însemnătatea lor fitogeografică*, Buletinul Societăţii Regale Române de Geografie, t.52, 90–147.

www.mnir.ro

♦ **Boreal** – climă mai caldă ca în Preboreal şi uscată; se extinde *Pinus* şi continuă extinderea genului *Corylus*;

♦ **Atlantic** – climă şi mai caldă, umedă; considerat a reprezenta optimumul climatic holocen, Atlanticul este caracterizat printr–o mare extindere a pădurilor de *Quercus, Ulmus, Tilia*;

♦ **Subboreal** – climă mai rece şi mai uscată faţă de Atlantic; *Tilia* şi *Quercus* se restrâng, în timp ce *Fagus, Abies* şi *Picea* se extind;

♦ **Subatlantic** – climă mai rece faţă de Subboreal, umedă; caracterizat printr–o puternică expansiune a genurilor *Fagus* şi *Corylus*.

Această primă divizare a Holocenului a sedus iniţial prin eleganţa şi coerenţa sa marea majoritate a autorilor. Acest lucru a fost posibil pe de o parte datorită puterii de rezoluţie relativ scăzute a metodelor de reconstitire a paleoclimei, care nu permiteau punerea în evidenţă a oscilaţiilor climatice pe termen mai scurt, iar pe de altă parte datorită absenţei şi mai apoi frecvenţei scăzute a datărilor absolute, ce împiedicau corelările.

În timp însă, semnificaţia lor iniţială s–a estompat, fiecare autor atribuindu–le semnificaţia pe care a crezut–o de cuviinţă. Problema rezidă în modul de definire a diviziunilor. Aşa cum am văzut, ele au fost definite la origine pe de o parte ca biozone (*assemblage zones*[31] într–un sens foarte larg), dar şi ca climatozone[32], unităţi litostratigrafice[33] şi cronostratigrafice[34] sau geocronologice[35]. Această definire multivalentă (atât prin vegetaţia, cât şi prin clima, straţele şi respectiv intervalele cronologice care le erau atribuite) valabilă în Sudul Scandinaviei unde au fost descrise, conţinea germenul unei contradicţii ce a proliferat odată cu exportarea termenilor pe alte meleaguri. Evident, variaţiile climei, care cel puţin la scara emisferei boreale au fost unitare, s–au reflectat diferit funcţie de latitudine şi altitudine. Pe de altă parte, fiecare latitudine şi altitudine erau caracterizate de asociaţii vegetale diferite în cadrul aceleiaşi perioade climatice. Prin urmare, diviziunile Blytt–Sernander puteau fi utilizate fie ca biozone, fie drept climatozone, fie ca diviziuni geocronologice[36]. Acest lucru s–a şi întâmplat, ducând la imposibilitatea realizării unor corelări coerente la scară mare. În plus, odată cu dezvoltarea metodelor de datare absolută, fiecare autor a atribuit diviziunilor şi o semnificaţie cronologică, ceea ce a avut ca rezultat valori foarte diverse ale datărilor absolute ale limitelor diviziunilor Blytt–Sernander (după cum se poate observa în tabelul 1).

---

[31] *Biozona de asociere* (*assemblage zone*) este un tip particular de biozonă. Ea este definită drept corpul de roci caracterizat printr–o asociaţie distinctă de minimum trei taxoni fosili, asociaţie a cărei prezenţă deosebeşte din punct de vedere stratigrafic respectivul corp de roci de rocile adiacente.

[32] Deşi *climatozona* nu este definită în ghidurile stratigrafice (Salvador A. (ed.) (1994) *International stratigraphic guide: a guide to stratigraphic classification, terminology and procedure*, second edition, International Union of Geological Sciences, Geological Society of America; Rey J. (ed.) (1997) *Stratigraphie. Terminologie francaise*, Bull. Centres Rech. Explor.–Prod. Elf Aquitaine, Mém.19, Pau, France), nefiind recunoscută ca unitate stratigrafică propriu–zisă, termenul climatozonă este relativ frecvent utilizat, în special în lucrările de stratigrafie a cuaternarului. Prin analogie cu tipurile consacrate de unităţi stratigrafice (litozona, biozona, cronozona), *climatozona* desemnează un corp de roci definit şi recunoscut pe baza tipului de climă existent în perioada acumulării sale, climă reflectată de litologia şi conţinutul de fosile al respectivului corp de roci.

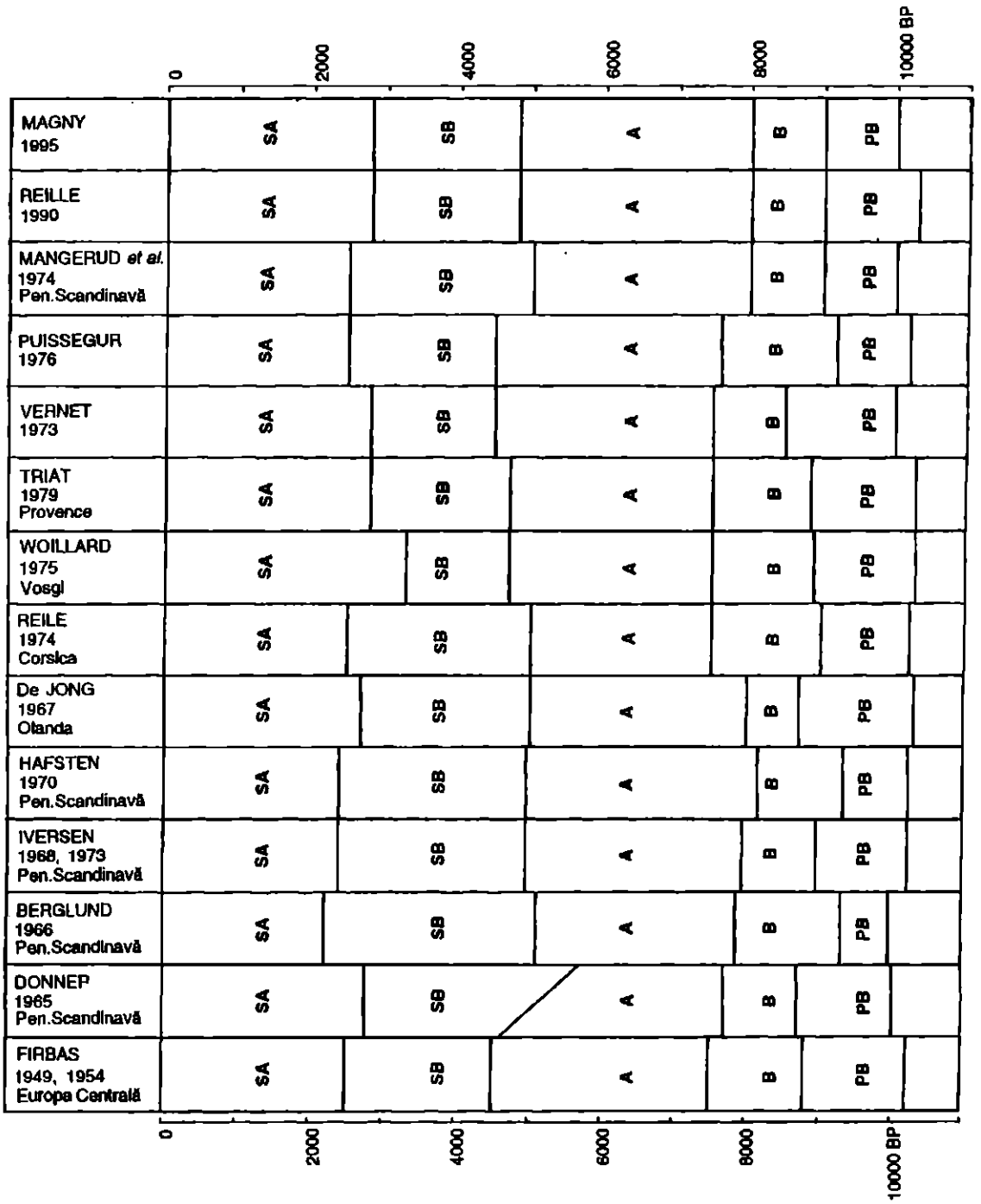
[33] *Litostratigrafia* se ocupă cu descrierea şi ordonarea rocilor în unităţi distincte pe baza caracterelor litologice şi a relaţiilor stratigrafice. *Unitatea litostratigrafică* (numită şi *litozonă*) desemnează un corp de roci definit şi recunoscut pe baza unor caracteristici litologice distinctive observabile şi a relaţiilor stratigrafice.

[34] *Cronostratigrafia* se ocupă cu stabilirea ordinii cronologice a corpurilor de roci. *Unitatea cronostratigrafică* reprezintă totalitatea rocilor formate într–un anumit interval de timp geologic.

[35] *Geocronologia* se ocupă cu datarea rocilor şi a evenimentelor geologice din istoria Pământului. *Unitatea geocronologică* reprezintă o unitate de timp geologic (adică determinat prin metode geologice), abstractă.

[36] În ceea ce priveşte corelarea la scară extinsă a unităţilor litostratigrafice definite în turbăriile scandinave, este clar că aceasta nu avea cum să fie realizabilă, având în vedere caracterul restrâns din punct de vedere spaţial al acestui tip de depozite.

www.mnir.ro



***Tabelul 1**. Datarea limitelor diviziunilor Blytt-Sernander după diverşi autori (după de Beaulieu, 1982; de Jong, 1967; Lang, 1985; Magny, 1995; Mangerud et al., 1974, Reille, 1990).*

www.mnir.ro

Imposibilitatea utilizării *telle quelle* a divizării Blytt–Sernander a ieşit destul de repede la iveală. Faptul că termenii erau însă demult consacraţi şi utilizaţi îl face pe Emil Pop să afirme deja în 1933 că "de îndată ce terminologia lui *Blytt–Sernander* nu se mai poate plivi din literatura cuaternarului ea ar putea fi menţinută pentru a indica *etape exclusiv cronologice*"[37]. Din păcate, ideea palinologului român nu a avut ecou în cadrul comunităţii ştiinţifice a momentului, astfel că actualmente este foarte dificil să se obţină o imagine coerentă prin simpla alăturare pe baza distribuţiei lor în diverse intervale a rezultatelor publicate în imensul număr de lucrări ce utilizează divizarea Holocenului după schema Blytt–Sernander.

Abia prin anii '60 începe să ia amploare utilizarea diviziunilor Blytt–Sernander exclusiv ca unităţi cronostratigrafice. În 1975, Faegri şi Iversen[38] arată că semnificaţia biostratigrafică pe care ele au avut–o iniţial s–a pierdut demult şi afirmă că folosirea lor ca biozone nu este justificată. În 1974 deja, Mangerud *et al.*[39] au propus un sistem de divizare a Holocenului pur cronostratigrafic, independent de biostratigrafie şi climatostratigrafie, dar care foloseşte numele diviziunilor Blytt–Sernander. Astăzi majoritatea autorilor folosesc diviziunile Blytt–Sernander ca unităţi cronostratigrafice (din păcate însă cu valori cronologice diferite). Sistemul cu cea mai largă utilizare la ora actuală este cel propus de Mangerud *et al.*[40], care are avantajul că plasează limitele dintre cronozone la valori rotunde – tab.1.

Unităţile cronostratigrafice reprezintă materialul pe baza căruia se fac în primul rând corelările globale. Ele nu pot fi însă stabilite direct prin studierea depozitelor, ci numai indirect, pe baza datărilor absolute. Prin aceasta ele sunt redundante, putând fi înlocuite direct cu date. Se iveşte deci întrebarea de ce mai trebuie utilizate denumiri pentru cronozone din moment ce ele sunt clar definite prin date absolute. Denumirile sunt totuşi păstrate pentru că au valoare mnemonică şi facilitează sintezele şi corelările pe scară largă între rezultatele mai multor discipline. Iată deci că ceea ce afirma Emil Pop în 1933 este valabil, cu un sens puţin modificat, şi astăzi – "fireşte, că întrebuinţarea aproape exclusivă [...] a schemei lui Blytt–Sernander, oricât am considera–o azi nepotrivită, ne obligă încă multă vreme să ţinem seamă de ea şi să sincronizăm mereu etapele noi cu acelea ale acestei scheme"[41].

5. Zonările palinologice

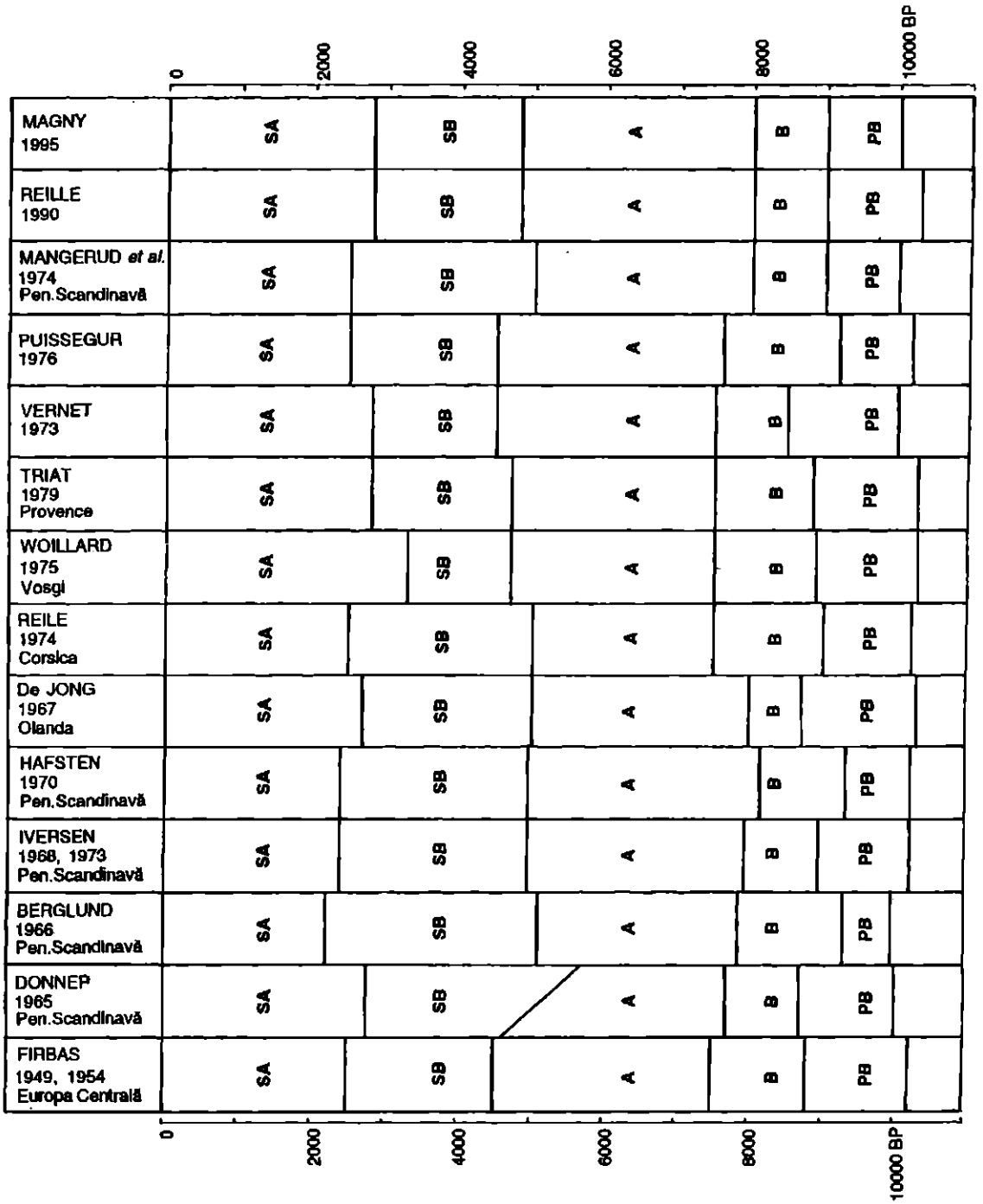
5.1. Definire

Chiar de la apariţie, palinologia a abordat problematica divizării Holocenului. Turbăriile reprezintă unul dintre mediile cele mai favorabile conservării în cantităţi mari a polenului şi sunt totodată şi foarte uşor abordabile în vederea analizelor polinice. Aceasta a făcut ca ele să constitule principalele surse ale informaţiilor în perioada de început a analizelor palinologice. Cum majoritatea turbăriilor au vârstă holocenă, informaţiile asupra evoluţiei vegetaţiei holocene au început să se acumuleze încă din deceniul al doilea al secolului nostru, îmbiind numeroşi cercetători la interpretări şi corelări.

Posibilitatea de a cuantifica conţinutul de o anumită natură al unei secvenţe stratigrafice duce la tendinţa de a diviza stratigrafia acesteia pe baza variaţiilor respectivului conţinut. În

[37] Pop E, *Op.cit.*, p.104; sublinierile îi aparţin autorului original.
[38] Faegri K., Iversen J. (1975) *Textbook of pollen analysis*, 3rd ed., Munksgaard, Copenhagen.
[39] Mangerud J. *et al.*, *Op.cit.*.
[40] *Ibidem.*
[41] Pop E, *Op.cit.*, p.104.

www.mnir.ro



***Tabelul 1**. Datarea limitelor diviziunilor Blytt-Sernander după diverşi autori (după de Beaulieu, 1982; de Jong, 1967; Lang, 1985; Magny, 1995; Mangerud et al., 1974, Reille, 1990).*

www.mnir.ro

Imposibilitatea utilizării *telle quelle* a divizării Blytt–Sernander a ieşit destul de repede la iveală. Faptul că termenii erau însă demult consacraţi şi utilizaţi îl face pe Emil Pop să afirme deja în 1933 că "de îndată ce terminologia lui *Blytt–Sernander* nu se mai poate plivi din literatura cuaternarului ea ar putea fi menţinută pentru a indica *etape exclusiv cronologice*"[37]. Din păcate, ideea palinologului român nu a avut ecou în cadrul comunităţii ştiinţifice a momentului, astfel că actualmente este foarte dificil să se obţină o imagine coerentă prin simpla alăturare pe baza distribuţiei lor în diverse intervale a rezultatelor publicate în imensul număr de lucrări ce utilizează divizarea Holocenului după schema Blytt–Sernander.

Abia prin anii '60 începe să ia amploare utilizarea diviziunilor Blytt–Sernander exclusiv ca unităţi cronostratigrafice. În 1975, Faegri şi Iversen[38] arată că semnificaţia biostratigrafică pe care ele au avut–o iniţial s–a pierdut demult şi afirmă că folosirea lor ca biozone nu este justificată. În 1974 deja, Mangerud *et al.*[39] au propus un sistem de divizare a Holocenului pur cronostratigrafic, independent de biostratigrafie şi climatostratigrafie, dar care foloseşte numele diviziunilor Blytt–Sernander. Astăzi majoritatea autorilor folosesc diviziunile Blytt–Sernander ca unităţi cronostratigrafice (din păcate însă cu valori cronologice diferite). Sistemul cu cea mai largă utilizare la ora actuală este cel propus de Mangerud *et al.*[40], care are avantajul că plasează limitele dintre cronozone la valori rotunde – tab.1.

Unităţile cronostratigrafice reprezintă materialul pe baza căruia se fac în primul rând corelările globale. Ele nu pot fi însă stabilite direct prin studierea depozitelor, ci numai indirect, pe baza datărilor absolute. Prin aceasta ele sunt redundante, putând fi înlocuite direct cu date. Se iveşte deci întrebarea de ce mai trebuie utilizate denumiri pentru cronozone din moment ce ele sunt clar definite prin date absolute. Denumirile sunt totuşi păstrate pentru că au valoare mnemonică şi facilitează sintezele şi corelările pe scară largă între rezultatele mai multor discipline. Iată deci că ceea ce afirma Emil Pop în 1933 este valabil, cu un sens puţin modificat, şi astăzi – "fireşte, că întrebuinţarea aproape exclusivă [...] a schemei lui Blytt–Sernander, oricât am considera–o azi nepotrivită, ne obligă încă multă vreme să ţinem seamă de ea şi să sincronizăm mereu etapele noi cu acelea ale acestei scheme"[41].

5. Zonările palinologice

5.1. Definire

Chiar de la apariţie, palinologia a abordat problematica divizării Holocenului. Turbăriile reprezintă unul dintre mediile cele mai favorabile conservării în cantităţi mari a polenului şi sunt totodată şi foarte uşor abordabile în vederea analizelor polinice. Aceasta a făcut ca ele să constituie principalele surse ale informaţiilor în perioada de început a analizelor palinologice. Cum majoritatea turbăriilor au vârstă holocenă, informaţiile asupra evoluţiei vegetaţiei holocene au început să se acumuleze încă din deceniul al doilea al secolului nostru, îmbiind numeroşi cercetători la interpretări şi corelări.

Posibilitatea de a cuantifica conţinutul de o anumită natură al unei secvenţe stratigrafice duce la tendinţa de a diviza stratigrafia acesteia pe baza variaţiilor respectivului conţinut. În

[37] Pop E, *Op.cit.*, p.104; sublinierile îi aparţin autorului original.
[38] Faegri K., Iversen J. (1975) *Textbook of pollen analysis*, 3rd ed., Munksgaard, Copenhagen.
[39] Mangerud J. *et al.*, *Op.cit.*.
[40] *Ibidem.*
[41] Pop E, *Op.cit.*, p.104.

www.mnir.ro

majoritatea categoriilor de divizare stratigrafică, termenul (sufixul) comun utilizat pentru a desemna un interval stratigrafic minor este cel de *zonă*. În palinologie informaţia stratigrafică (biostratigrafică) este cuantificată sub forma diagramelor polinice[42] care reprezintă succesiuni de spectre polinice. În acest sens, zona polinică (*pollen zone*) este definită de către Faegri şi Iversen[43] drept o secvenţă depoziţională de spectre polinice care prezintă o compoziţie caracteristică comună, pe de o parte prin prezenţa sau absenţa anumitor taxoni, iar pe de altă parte prin relaţiile cantitative dintre taxonii prezenţi. Altfel spus, zona polinică este o secvenţă dintr–o diagramă, caracterizată prin conţinutul său polinic particular. Asfel definite, zonele polinice ar reprezenta biozone – în general *assemblage zones* – deci unităţi biostratigrafice, numai că cei doi autori consideră că ele sunt numai atribute ale unei diagrame, nedesemnând şi corpul de sedimente din care a fost extras polenul pe baza cărula s–a definit biozona.

Birks şi Birks[44] asociază zonei polinice şi o semnificaţie materială, definind–o drept un corp de sedimente cu un conţinut consistent şi omogen de spori şi polen, care diferă de corpurile de sedimente adiacente prin tipul şi frecvenţa sporilor şi polenului. Abia astfel definite zonele polinice sunt biozone în adevăratul sens al termenului. Totuşi, zonarea se aplică diagramei polinice, obţinându–se în primul rând o succesiune de zone *sensu* Faegri & Iversen[45], pentru ca apoi acestea să fie transpuse pe coloana stratigrafică propriu–zisă obţinându–se biozone. Până la urmă, cel puţin la nivelul Holocenului, divizările, interpretările şi corelările operează de fapt cu sensul abstract al biozonelor polinice, lăsând la o parte semnificaţia lor materială.

5.2. Câteva principii

Zonarea unei diagrame polinice reprezintă o modalitate de simplificare a acesteia prin împărţirea în mai multe zone polinice. Zonarea facilitează descrierea diagramei, interpretarea ei, ca şi corelările între diagrame. Ea trebuie să se bazeze exclusiv pe stratigrafia polenului, făcând abstracţie de eventuale unităţi de vegetaţie sau climatice din trecut (deduse), dar şi de unităţile lito– şi cronostratigrafice[46].

Faegri şi Iversen[47] dezvoltă pe larg teoria zonării diagramelor polinice. Pentru ca o zonare să fie valabilă pentru o anumită regiune, trebuie ca ea să fie realizată pe o diagramă cât mai apropiată de diagrama ideală, numită *diagramă normală*. Diagrama normală prezintă un minim de influenţe locale şi este obţinută dintr–o serie cât mai omogenă de sedimente. În cazul unui bazin lacustru, ea provine dintr–o succesiune prelevată din mijlocul bazinului, bazin în care influenţa eroziunii, redepunerii şi a altor procese ce deranjează stratigrafia normală, pe de o parte, şi a anomaliilor polinice locale date de vegetaţia litorală, pe de altă parte, să fie minime. Şi în cazul turbăriilor anomaliile date de ploaia polinică datorată vegetaţiei locale trebuie să fie minime – dacă se urmăreşte evoluţia vegetaţiei forestiere trebuie ca turbăria să nu fi fost împădurită. Diagrama normală trebuie apoi să fie comparată cu cât mai multe diagrame din regiunea studiată. Zonarea realizată pe diagrama normală reprezintă zonarea de referinţă pentru regiunea respectivă.

---

[42] Pentru ca textul să nu piardă din cursivitate, pentru termenii de diagramă, spectru şi zonă am folosit în locul atributului *sporo–polinic(ă)*, subînţeles, atributul *polinic(ă)*.
[43] Faegri K., Iversen J., *Op.cit.*.
[44] Birks H.J.B., Birks H.H. (1980) *Quaternary palaeoecology*, Edward Arnold, London.
[45] Faegri K., Iversen J., *Op.cit.*.
[46] Birks H.J.B., Birks H.H., *Op.cit.*.
[47] Faegri K., Iversen J., *Op.cit.*.

www.mnir.ro

Zonarea trebuie să se bazeze pe criterii cât mai clare. Modificările diagramelor pe baza cărora se definesc limitele zonelor trebuie să fie neechivoce, pentru ca limitele să fie cât mai precis definite, şi aceasta cu atât mai mult cu cât reprezintă nişte limite artificiale, având în vedere că modificările vegetaţiei nu sunt niciodată instantanee. Este preferabil să se stabilească zone mai puţine dar clar definite, decât zone mai numeroase şi definite vag. Pe de altă parte însă, trebuie avut în vedere că zonarea reprezintă instrumentul cu ajutorul căruia se abordează diagrama, deci cu cât zonarea este mai amănunţită (fără a se renunţa la principiul claritătii definiţiei), cu atât instrumentul va fi mai performant.

5.3. Istoric

Am găsit de cuviinţă să insist asupra teoriei zonărilor palinologice întrucât ele au reprezentat o etapă importantă în abordarea cronologiei secvenţelor holocene.

O primă divizare, bioclimatică, este propusă încă înainte de 1930 de către Köppen care, după cum arată Pop[48] propune trei "trepte climatice şi forestiere [...] a căror succesiune caracterizează în trăsături mari postglaciarul Europei centrale": *clima pinului, clima stejarului* şi *clima fagului.*

În 1930 chiar von Post, părintele palinologiei, propune împărţirea Holocenului în trei perioade bioclimatice deduse pe baza analizelor palinologice – (i) *perioada de apropiere a timpului călduros,* caracterizată prin apariţia şi expansiunea arborilor cu oarecari pretenţii termofile, (ii) *perioada de culminare a timpului călduros,* în care are loc dezvoltarea maximă a arborilor termofili, şi (iii) *perioada de descreştere a căldurii,* când răspândirea arborilor termofili se reduce[49].

Sintetizând rezultatele analizelor sale de până atunci, Pop prezintă în 1933 o zonare palinologică – el împarte diagramele în *faze forestiere* "după specia sau speciile, care au dominat în cursul timpului"[50]. Sunt descrise *faza de trecere pin–molid,* corespunzând Preborealului din divizarea Blytt–Sernander, *faza molidului cu alun şi stejăriş mixt în munţi (a alunului cu stejăriş mixt şi molid pe dealuri),* corespunzând Borealului, Atlanticului şi unei părţi din Subboreal, *faza carpenului (a molidului cu carpen în munţi),* corespunzând aproximativ celei de–a doua jumătăţi a Subborealului şi *faza fagului,* ce corespunde Subatlanticului.

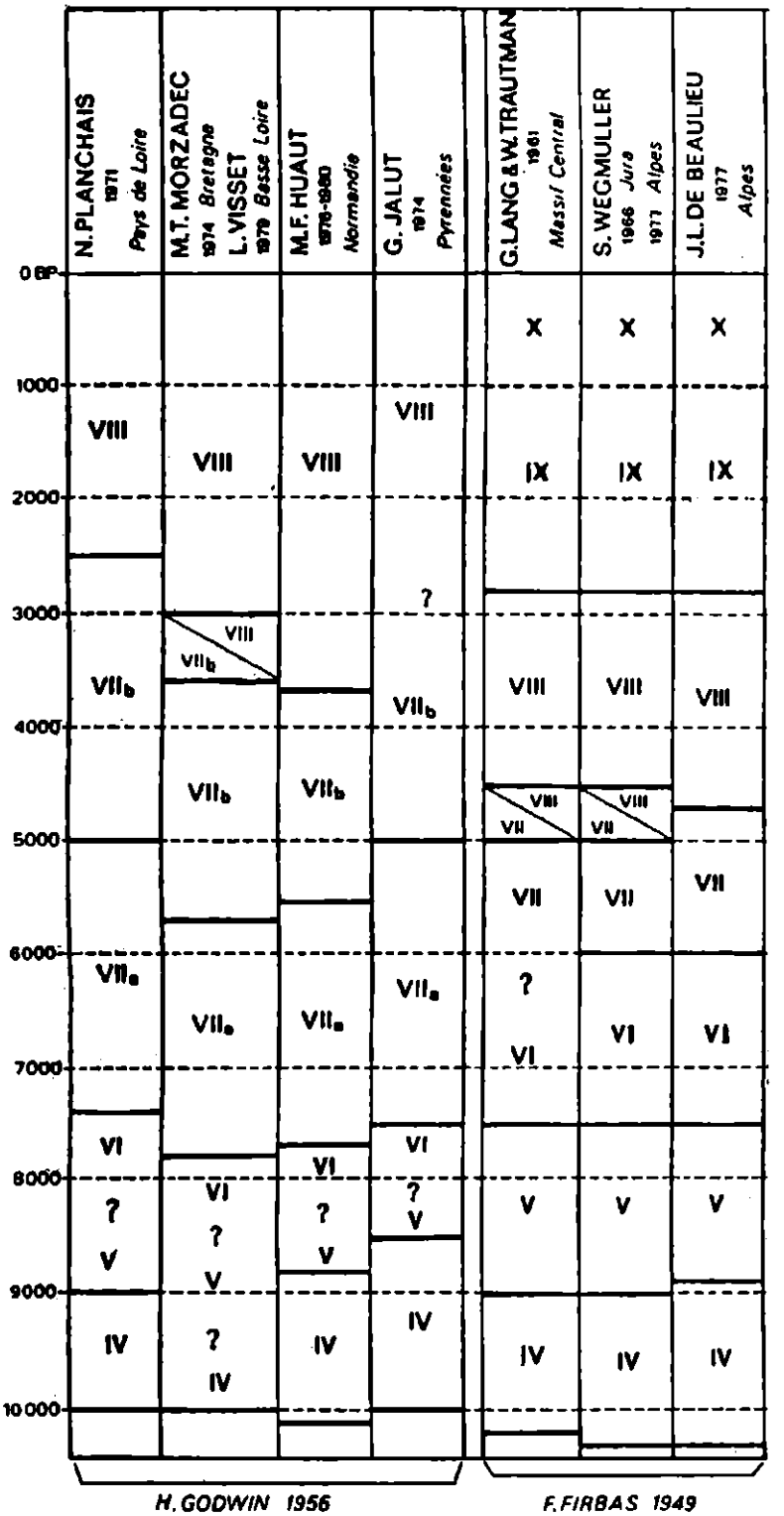
Toate acestea nu reprezintă însă zonări palinologice propriu–zise, nedefinind practic nişte biozone cu limitele lor; ele mai degrabă trasează, în linii foarte largi şi foarte vagi, evoluţia vegetaţiei şi pe baza acesteia a climei holocene. Totuşi ele ating, fără însă a–l îndeplini în întregime (datorită semnificaţiei cronologice imprecise şi a reprezentativităţii reduse în spaţiu), principalul obiectiv al oricărei biozonări – stabilirea unei cronologii relative care să permită apoi datări relative şi corelări. Acelaşi lucru se poate spune despre concluziile multor lucrări asupra Holocenului realizate în perioada respectivă.

În 1935–1938 Jessen realizează pe baza diagramelor polinice şi a vestigiilor arheologice din Danemarca şi vestul Mării Baltice o primă biozonare pe care o paralelizează cu schema Blytt–Sernander. În 1949 Firbas preia zonarea lui Jessen şi o adaptează pentru Europa Centrală. El defineşte zece biozone – pe care le notează cu cifre romane –, primele trei corespunzând Tardi–Würmului, iar restul de şapte Holocenului[51] (tab.2).

---

[48] Pop E, *Op.cit.*, p.104.
[49] Pop E, *Op.cit.*.
[50] *Idem*, p.102.
[51] Lang ţine să sublinieze că deşi la origine reprezenta o biozonare, în practică zonarea lui Firbas a fost concepută ca una cronostratigrafică fundamentată climatic. Acest lucru este imposibil din moment ce încadrarea unui spectru polinic într–o biozonă nu implică datarea sa (absolută) atâta timp cât biozonei respective nu îi sunt ataşate datări absolute (ceea ce la momentul conceperii biozonării de către Firbas nu era încă posibil); Lang G. (1985) *Palynological research in Switzerland 1925-1985. A documentation of investigations concerning the last 15'000 years,* Diss.Bot.87, J.Cramer, Vaduz, 11-82.

www.mnir.ro



Tabelul 2. *Zonările Firbas şi Godwin şi limitele zonelor după diverşi autori (după de Beaulieu, 1982).*

www.mnir.ro

Godwin realizează în 1956 pentru Tardi–Würmul şi Holocenul din Insulele Britanice, o biozonare similară celei a lui Firbas (tab.2). Iată, pentru exemplificare, criteriile de trasare a limitelor biozonelor în zonarea Godwin[52]:

• Zona IV (zonele I–III aparţin, ca şi în zonarea lui Firbas, Tardi–Würmului), corespunzând Preborealului din schema Blytt–Sernander – assemblage zone *Betula–Pinus*; limita inferioară trasată la începutul expansiunii genului *Betula*.

• Zona V, corespunzând primei părţi a Borealului – assemblage zone *Corylus–Betula–Pinus*; limita inferioară trasată la începutul expansiunii genului *Corylus*.

• Zona VI, corespunzând celei de–a doua părţi a Borealului – assemblage zone *Pinus–Corylus*; limita inferioară marcată de o diminuare a prezenţei genului *Betula* şi de apariţia elementelor stejărişului amestecat (*Quercetum mixtum*).

• Zona VII, corespunzând Atlanticului şi Subborealului şi divizată în două subzone:

– subzona VIIa (Atlantic) – assemblage zone *Alnus–Quercus–Ulmus–Tilia*; limita inferioară trasată la începutul expansiunii genului *Alnus*;

– subzona VIIb (Subboreal) – assemblage zone *Alnus–Quercus*; limita inferioară marcată de declinul genului *Ulmus*.

• Zona VIII, corespunzând Subatlanticului – assemblage zone *Alnus–Betula–Quercus–Fagus*; limita inferioară marcată de diminuarea drastică a genului *Tilia* şi de afirmarea genului *Fagus*.

Din păcate, aşa cum arată Birks şi Birks[53], zonele polinice ale acestor zonări de referinţă realizate după diverse criterii, nu reprezentau biozone propriu–zise. Abia în 1967 Cushing defineşte zonele polince cuaternare ca unităţi biostratigrafice, şi anume *assemblage zones*. Totuşi, zonările Firbas şi Godwin, şi într–o mai mică măsură cea a lui Jessen şi o alta realizată de Overbeck în 1950 în Saxonia inferioară, au constituit zonările de referinţă la care s–au raportat toate celelalte biozonări realizate pentru Holocen până către începutul anilor '80. Datorită diferenţelor dintre succesiunile cortegiilor vegetale ce s–au succedat în regiuni situate la latitudini şi altitudini diferite, criteriile de trasare a limitelor definite în zonările de referinţă nu puteau fi întotdeauna aplicate[54]. În aceste cazuri, autorii defineau alte criterii de trasare a limitelor, deci alte biozone.

Pentru zonarea Firbas, Gaillard[55] prezintă datările limitelor biozonelor definite de mai mulţi autori în Jura, Prealpi şi Plateau Suisse. Astfel, limita VI/V dată de intersecţia curbelor *Quercetum mixtum* (în creştere) şi *Corylus* (în scădere) a fost datată în jur de 7500 BP; aceeaşi limită, marcată de prima creştere a curbei genului *Fraxinus* a fost datată 8300 BP. Limita VII/VI a fost datată la 6200 BP pe baza expansiunii genului *Fagus* şi la 6000 BP pe baza începutului apariţiei regulate a genului *Abies*.

În cadrul acestei discuţii asupra zonărilor palinologice consider că este nimerit să insist ceva mai mult asupra uneia dintre cele mai discutate limite, şi anume limita VIIb/VIIa (Godwin) sau VIII/VII (Firbas), ce coincide cu limita Subboreal/Atlantic. În ambele biozonări această limită este

[52] Aşa cum apar citate în Pearson R. (1978) *Climate and evolution*, Academic Press.
[53] Birks H.J.B., Birks H.H., *Op.cit.*.
[54] Spre exemplu creşterea curbei genului *Abies* a fost datată în Sudul Germaniei (unde ea marchează limita dintre biozonele VIII şi VII ale zonării Firbas) la 4500 BP, în timp ce în Plateau Suisse ea a fost datată la 5300 BP, iar în Jura şi mai devreme, la 5500 BP; Gaillard M.-J. (1985) *Late-glacial and holocene environments of some ancient lakes in the Western Swiss Plateau*, Diss.Bot.87, J.Cramer, Vaduz, 273-336.
[55] Gaillard M.-J., *Op.cit.*.

www.mnir.ro

marcată de un puternic declin al genului *Ulmus* în diagramele polinice. Girling şi Greig[56] citează pentru Insulele Britanice datări ale declinului *Ulmus* cuprinse între 3300 şi 2900 BP, ia Sturludottir şi Turner[57] citează pentru acelaşi eveniment datări efectuate în situri din Nordul Penninilor (Anglia) şi cuprinse între 4950 şi 4500 BP.

Ten Hove[58] consideră declinul *Ulmus* un efect conjugat al activităţilor umane secondate de modificarea climei. Astfel, omul ar fi putut împuţina arborii prin despăduriri în vederea obţinerii de terenuri pentru păşunat sau agricultură, iar pe de altă parte ar fi putut să afecteze productivitatea polinică a arborilor practicând tăierea ramurilor lor pentru a folosi frunzele ca nutreţ pentru vite. O relativă aridizare a climei, aşa cum se considera că s–a întâmplat la tranziţia Atlantic–Subboreal, ducând la o coborâre a nivelului freatic, ar fi defavorizat genul *Ulmus* faţă de *Tilia* sau *Quercus* (de exemplu) datorită faptului că primul are sistemul radicular dezvoltat în special pe orizontală – odată cu încetarea circulaţiei fluidelor prin vasele sistemului radicular, acestea sunt blocate ireversibil prin formarea de ţesut calos.

Girling şi Greig[59] pun declinul *Ulmus* tot pe seama activităţilor umane, numai că ei consideră că numărul oamenilor nu putea fi atât de mare încât să justifice un astfel de declin. Cei doi autori citează pentru prima dată prezenţa resturilor insectei *Scolytus scolytus* în apropierea orizontului de declin *Ulmus*. *Scolytus scolytus* şi *Scolytus multistriatus* sunt astăzi agenţii de transport ai ciupercii *Ceratocystis ulmi* ce provoacă gelificarea ţesuturilor numită *boala olandeză a ulmului (dutch elm disease)* şi în final moartea arborilor. Cu toate că nu există dovezi că *Ceratocystis* ar fi agentul patogen care a provocat declinul *Ulmus*, autorii îl consideră un candidat pentru explicarea acestui declin, cu atât mai mult cu cât au fost descoperite resturile agentului său de transport. Boala, a cărei ultimă izbucnire a început să aibă efecte în nord–westul Europei în 1960, se pare că a avut şi izbucniri mai vechi, în secolele XIX şi XVI.

Tot în 1985, Sturludottir şi Turner[60] consideră că declinul *Ulmus*, pe care îl datează în jur de 3450 BC, se datorează în principal deteriorării cuverturii de sol ca urmare a activităţilor umane de gestionare a spaţiilor împădurite, fără însă a deconsidera total rolul celorlalţi factori potenţiali.

În 1993, analizând palinologic lamine anuale din sedimente lacustre, Peglar şi Birks[61] arată că declinul *Ulmus* a avut loc în Sud–Estul Angliei în aproximativ şapte ani şi îl datează în jur de 5000 BP. Ţinând cont de viteza declinului, ei îl atribuie în principal unui atac patogen, eventual conjugat cu efectul activităţilor umane.

Revenind la problematica generală a zonărilor palinologice trebuie arătat că cu timpul s–a ajuns ca fiecare regiune să aibă zonarea sa, teoretic paralelizabilă cu una dintre zonările de referinţă. Tot cu timpul însă, s–au perfecţionat şi metodele de datare absolută, care au început să fie aplicate pentru stabilirea unor repere cronologice absolute ale diverselor biozonări locale. Rezultatul acestor evoluţii a fost dezastruos – biozone ale căror limite ar fi trebuit să fie sincrone nu sunt nici pe departe aşa (în tabelul 2 se pot observa diferenţele cronologice între limitele mai multor zonări realizate în

[56] Girling M.A., Greig J. (1985) *A first fossil record for* Scolytus scolytus *(F.) (elm bark beetle): its occurrence in elm decline deposits from London and the implications for Neolithic elm disease*, Journal of Archaeological Science, 12, 347-351.
[57] Sturludottir S.A., Turner J. (1985) *The elm decline at Pawlaw Mire: an anthropogenic interpretation*, New Phytologist, 99, 323–329.
[58] Ten Hove H.A. (1968) *The* Ulmus *fall at the transition Atlanticum-Subboreal in pollen diagrams*, Palaeogeography, Palaeoclimatol., Palaeoecol., 5, 359-369.
[59] Girling M.A., Greig J., *Op.cit.*.
[60] Sturludottir S.A., Turner J., *Op.cit.*.
[61] Peglar S.M., Birks H.J.B. (1993) *The mid-Holocene* Ulmus *fall at Diss Mere, South-East England - disease and human impact?*, Veget.Hist.Archaeobot., 2, 61-68.

www.mnir.ro

Franţa având ca referinţă zonarea Godwin), iar transformarea lor în cronozone prin stabilirea datelor absolute ale limitelor biozonelor este inutilă pentru că duce la o multitudine de cronozonări. În această situaţie corelările pe areale mai mari sunt delicate şi destul de nesigure.

Concluzia generală este accea că, depăşindu-şi perioada de glorie, biozonările palinologice prezintă la ora actuală interes numai pentru corelările – şi, eventual, datările relative – la scară restrânsă, locală. Zonele rămân doar un mijloc important de descriere a istoriei vegetaţiei şi de corelare a acestei istorii cu variaţiile factorilor de mediu. Desigur, variaţiile climatice holocene majore au fost unitare cel puţin la scara întregii emisfere nordice, numai că ele s-au reflectat diferit funcţie de poziţia geografică (latitudine, altitudine). Dacă punem la socoteală şi faptul că vegetaţia asupra căreia variaţiile climatice au acţionat, modificând-o, diferea funcţie de poziţia geografică, ne putem da seama de ce este atât de greu să se realizeze corelări la scară mai largă pe baza vegetaţiei. Aşa cum arată de Beaulieu[62] într-o sinteză asupra divizării Holocenului în Franţa, axioma care afirmă că schimbările majore ale vegetaţiei în diverse regiuni (ale Europei, de exemplu) sunt sincrone, este o axiomă periculoasă, întrucât dă naştere tentaţiei de a se pune accent pe evenimentele botanice care o satisfac şi de a se neglija evenimentele botanice cu caracter diacronic.

Principalul element de corelare ar fi chiar variaţiile climatice, însă deşi modificările vegetaţiei reflectă variaţiile climei, le ora actuală nu s-a elaborat încă o metodă care să permită deducerea exactă a climei pe baza spectrelor polinice (deşi încercări există).

Ceea ce recomandă astăzi majoritatea autorilor este definirea de biozonări locale, utilizabile numai la o astfel de scară restrânsă, iar pentru corelările pe areale largi utilizarea datărilor absolute.

6. Puzzle

Aşa cum reiese din cele arătate până aici, evoluţia climei reprezintă unul dintre puţinele procese care au şanse de a furniza un criteriu unitar de divizare a Holocenului. Acest fapt este în acord cu definirea climatică a Holocenului ca epocă a perioadei Cuaternare. O periodizare climatică fină a Holocenului, sprijinită pe datări absolute, ar reprezenta baza ideală pentru interpretări şi corelări în tot sistemul disciplinelor ce abordează această perioadă. Aşadar, pentru a realiza această bază este nevoie de o cunoaştere cât mai detaliată a evoluţiei climei.

Mediile (în sens larg) în care se fac reconstituirile climatice trebuie să satisfacă două condiţii – să reacţioneze la oscilaţiile climei şi să ofere o înregistrare continuă a semnalului climatic. Cu cât mediul este mai sensibil la variaţiile climei, cu atât reconstituirile pe care le oferă vor avea o rezoluţie climatică mai mare. Astfel, Frenzel[63] arată că variaţiile climatice sunt reflectate mult mai clar de evoluţia vegetaţiei de la periferia zonei de dezvoltare optimă a unei anumite comunităţi vegetale, decât de evoluţia vegetaţiei din interiorul acestei zone. Un bun exemplu în acest sens îl oferă reconstituirile climatice făcute pe baza oscilaţiilor limitei superioare a pădurilor în zonele alpine. În al doilea rând, chiar în cazul înregistrărilor continue, rezoluţia temporală diferă de la un mediu la altul şi de la un caz la altul. Secvenţele sedimentare oceanice vor avea, de exemplu, o rezoluţie temporală mult mai mică, datorită ratei de sedimentare reduse, decât secvenţele sedimentare din lacurile glaciare. Calotele glaciare au, în schimb, o rezoluţie temporală foarte mare, cronostratigrafia lor făcându-se pe baza numărării laminelor anuale de gheaţă.

---

[62] de Beaulieu J.-L., *Op.cit.*.

[63] Frenzel B. (1966) *Climatic change in the Atlantic/sub-Boreal transition on the Northern Hemisphere: botanical evidence*, Royal Meteorological Society Proceedings of the International Symposium on World Climate from 8000 to 0 B.C., 99–123.

www.mnir.ro

La ora actuală există informaţii provenind din domenii foarte variate care ar putea forma o imagine destul de detaliată asupra climei holocene – problema rezidă în reunirea tuturor acestor informaţii şi corelarea lor. Din păcate slăbiciunea capitală a majorităţii reconstituirilor paleoclimatice rezidă în chiar logica modului de realizare a lor – pornindu–se de la variaţia unor mărimi controlate de anumite componente ale climei se trag concluzii privind variaţiile climei în general. Aceasta în condiţiile în care în multe cazuri componentele climatice care controlează variaţia respectivelor mărimi nu sunt bine cunoscute, iar în cazurile pentru care ele sunt cunoscute, nu au fost deduse (cu foarte rare excepţii) funcţii de transfer care să le lege prin formule exacte de variaţiile acelor mărimi. În cele ce urmează sunt prezentate, ţinând cont de cele spuse mai sus, câteva abordări ale reconstituirilor paleoclimatice şi aportul lor la cunoaşterea evoluţiei climei holocene.

6.1. Nivelul oceanului planetar

Limita inferioară a Holocenului se plasează aşadar în linii foarte generale la sfârşitul ultimei glaciaţiuni. Ori sfârşitul glaciaţiunii este sinonim cu deglaciaţiunea – topirea marilor calote glaciare. Această topire a avut ca efect pe de o parte ridicarea nivelului mărilor şi oceanelor, cunoscută sub numele de *transgresiune flandriană*, şi pe de altă parte ridicarea (glacioizostatică) a regiunilor eliberate de greutatea imenselor mase de gheaţă.

Ritmul de topire a calotelor glaciare a putut fi reconstituit pe baza variaţiei raportului izotopilor oxigenului în seriile sedimentare oceanice (fig.1). După cum se poate observa, reconstituirile nu coincid din punct de vedere cronologic, fapt ce se poate datora datărilor absolute (ce sunt marcate de un anumit grad de incertitudine în sedimentele marine), dar şi diferenţei de latitudine (tradusă printr–o apariţie mai târzie a apelor de topire la latitudini mici).

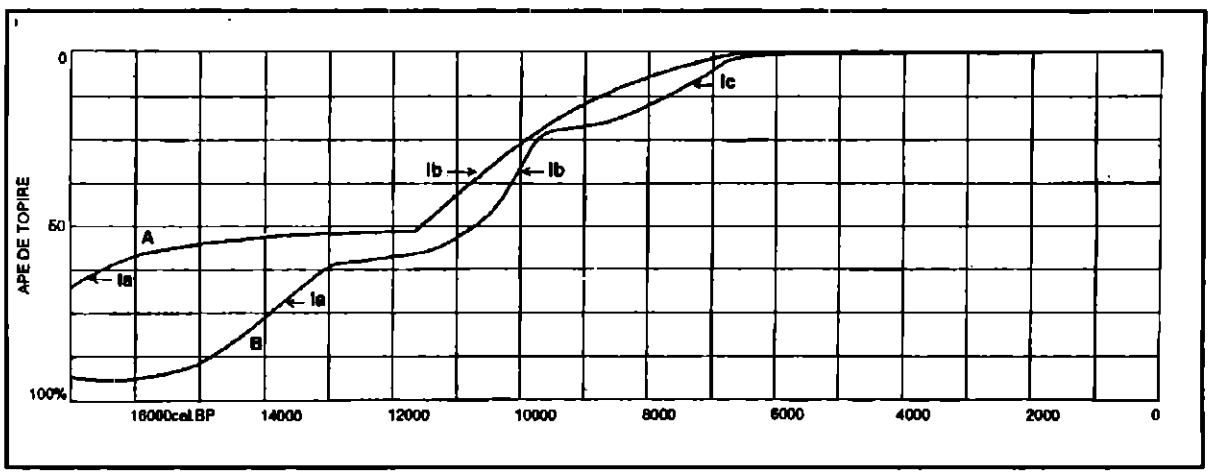


***Figura 1**. Ritmul topirii calotelor glaciare la sfârşitul ultimei glaciaţiuni, reconstituit pe baza variaţiei raportului izotopilor oxigenului în succesiunile sedimentare oceanice (A - Atlanticul de Nord, Duplessy et al.; B - Atlanticul ecuatorial, Mix şi Ruddiman) după Magny (1995), modificat.*

Totuşi, ambele diagrame pun în evidenţă două lucruri importante. Primul este acela că deglaciaţiunea a început mult înaintea momentului ce marchează limita inferioară a Holocenului, şi anume în jur de 20800 cal.BP[64], sau chiar mai înainte. Aceasta arată că trasarea limitei inferioare a

[64] Întrucât ea nu se încadrează în Holocen, diagramele reproduse în fig.1 şi 2 nu merg înapoi în timp până la această dată (20800 cal.PB), care este atinsă însă în lucrarea originală (Magny M., *Op.cit.*).

www.mnir.ro

Holocenului la sfârşitul ultimei glaciaţiuni este pur orientativă. A doua observaţie importantă este aceea că topirea calotelor glaciare nu a fost un proces progresiv, aşa cum s–a crezut multă vreme, ci unul pulsatoriu, în care etapele de topire rapidă au alternat cu etape de încetinire sau chiar oprire a topirii. Nici din acest punct de vedere reconstituirile nu coincid; acest fapt se poate datora puterii de rezoluţie diferite a seriilor sedimentare utilizate în cele două reconstituiri. Cea realizată în Atlanticul de Nord pune în evidenţă două etape de topire accelerată (notate Ia şi Ib), în timp ce reconstituirea realizată în Atlanticul ecuatorial pune în evidenţă trei etape de topire accelerată (Ia, Ib şi Ic) – cu ultima (Ic) mai puţin marcată.

Etapa de încetinire accentuată a topirii calotelor glaciare dintre cele două etape de topire accelerată Ia şi Ib ar corespunde ultimului episod de răcire (mult mai blând, totuşi, decât maximul glaciaţiunii) al glaciarului Würm – Dryasul Recent. Atunci începutul Holocenului ar corespunde începutului etapei Ib, a cărui cronologie coincide foarte bine în cele două recostituiri – el se situează în jur de 11750–11550 cal.BP. Aşa cum se observă pe ambele curbe, în jur de 6700–6500 cal.BP volumul calotelor glaciare (şi al gheţarilor alpini) atinge deja valori foarte apropiate de cele actuale, iar ritmul deglaciaţiunii înregistrează o scădere marcată.

Pe baza reconstituirii ritmului de edificare a recifilor coraligeni din insula Barbados (Antile) – prin datări absolute –, Fairbanks (citat de Magny[65]) a trasat curba ridicării nivelului oceanului planetar în timpul deglaciaţiunii (fig.2.A). Pe baza acesteia s–au putut apoi reconstitui variaţiile debitului provenit din topirea calotelor glaciare, ce a contribuit la ridicarea nivelului oceanului planetar (fig.2.B). Ambele curbe confirmă că deglaciaţiunea a început înainte de 20800 cal.BP şi caracterul ei pulsatoriu.

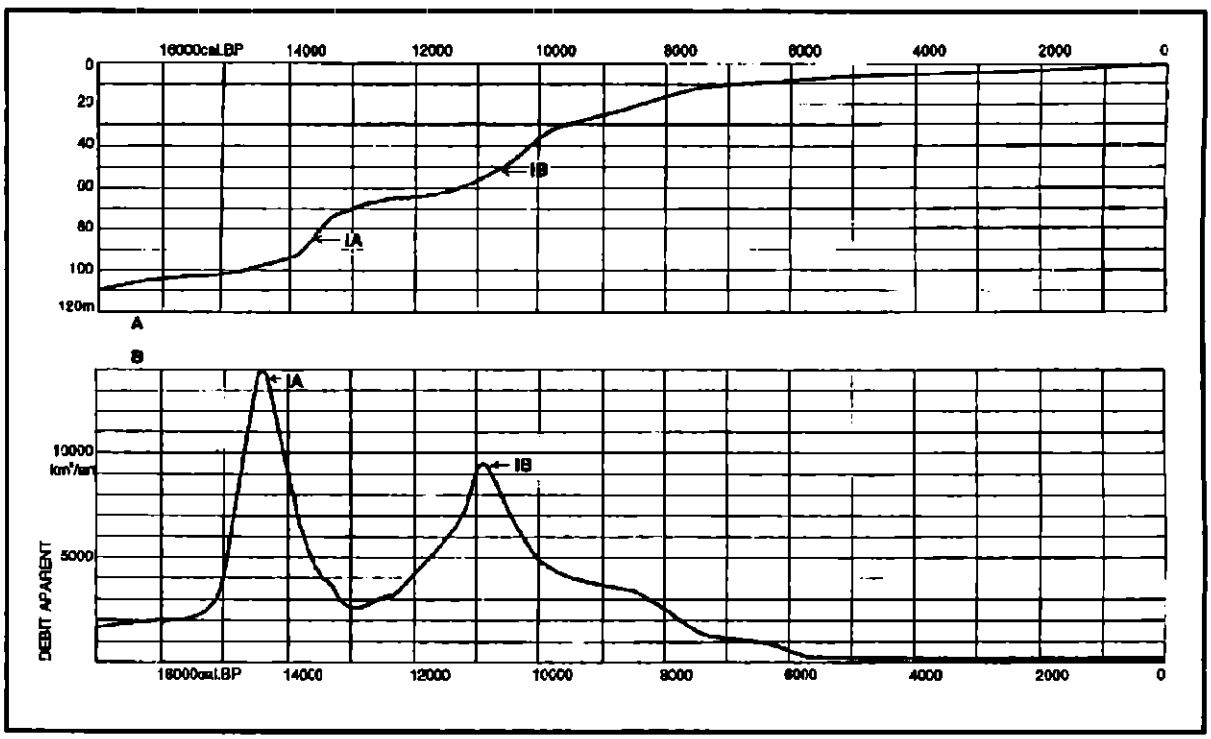


Figura 2. *A - Curba ridicării oceanului planetar în timpul deglaciaţiunii; B - variaţiile debitului provenit din topirea calotelor glaciare, cea a contribuit la ridicarea nivelului oceanului planetar, reconstituiri realizate de Fairbanks pe baza reconstituirii ritmului de edificare a recifilor coraligeni din insula Barbados (Antile) după Magny (1995), modificat.*

[65] Magny M., *op.cit.*.

www.mnir.ro

Curba debitului prezintă două maxime (numite *meltwater pulses* IA – la 14400 – şi IB – la 10800–11000 cal.BP), ce corespund celor două etape de accelerare marcată a ritmului ridicării nivelului oceanului planetar (notate tot IA şi IB). La rândul lor, acestea se corelează foarte bine cu etapele de accelerare a ritmului deglaciaţiunii (Ia şi Ib) reconstituite în Atlanticul ecuatorial, formând o imagine coerentă. Mai mult decât atât, după meltwater pulse IB, ritmul de ridicare a nivelului oceanului păstrează încă valori relativ mari într–o perioadă ce corespunde etapei de deglaciaţiune accelerată Ic, şi în care curba debitului apelor provenite din topirea calotelor glaciare, cu alură descendentă după meltwater pulse IB, înregistrează o porţiune de platou.

După scăderea considerabilă înregistrată după meltwater pulse IA, scădere ce corespunde Dryasului Recent, debitul apelor de topire a calotelor glaciare creşte marcat începând cu aproximativ 12200 cal.BP, antrenând creşterea ritmului de ridicare a nivelului oceanului planetar începând cu 11800–11700 cal.BP, moment ce ar marca începutul Holocenului. Acest ritm scade considerabil, nivelul oceanului planetar înregistrând valori din ce în ce mai apropiate de cele actuale, în jur de 7300 şi mai ales în jur de 5100 cal.BP. Cât despre debitul apelor de topire a calotelor glaciare, acesta atinge valorile actuale, rămânând constant, începând cu aproximativ 5700 cal.BP.

O înregistrare în negativ a ritmului deglaciaţiunii este oferită de cordoanele litorale relicte din Peninsula şi fiordul Varanger (Nordul Norvegiei). Acestea s–au format în urma retragerii progresive a apelor Mării Barents datorită ridicării glacioizostatice a uscatului, ca efect al topirii calotei glaciare scandinave. Procesul a fost posibil datorită faptului că viteza de ridicare a uscatului eliberat de greutatea calotei glaciare ce se topea, a fost mai mare decât viteza de ridicare a nivelului mării datorată aceluiaşi fenomen. Corelând vârsta şi altitudinea acestor cordoane, Fletcher *et al.*[66] au putut reconstitui ritmul de coborâre relativă a nivelului mării (fig.3) şi, implicit, ritmul deglaciaţiunii. Şi această reconstituire evidenţiază caracterul pulsatoriu al deglaciaţiunii. Scăderea rapidă a nivelului mării ce corespunde limitei inferioare a Holocenului începe în jur de 11100 cal.BP. Pe lângă aceasta, se mai evidenţiază trei etape de accelerare a ritmului de coborâre relativă a nivelului mării, cuprinse în intervalele 6650–5550, 4700–3950, 2650–1900 cal.BP, şi o a patra mai puţin marcată, ce începe în jur de 1300–1250 cal.BP; ultimele trei se datoresc probabil mai degrabă unor cauze endogene ce controlează procesele de izostazie, decât topirii caldei glaciare, având în vedere că aceasta din urmă s–a consumat până în 5100 cal.BP (cel mai târziu).

Toate aceste informaţii legate de procesele de topire a marilor calote glaciare şi de variaţiile nivelului oceanului planetar sugerează că limita inferioară a Holocenului ar putea fi trasată la începutul etapei de creştere accentuată şi relativ bruscă a ritmului de topire a calotelor glaciare (Ib), a debitului apelor de topire (IB) şi a ritmului de ridicare a nivelului oceanului planetar (IB). În acest caz, ea s–ar plasa undeva între 12200 şi 11100 cal.BP.

Deglaciaţiunea, declanşată cu mult înaintea începutului Holocenului şi anume cel mai târziu în jur de 20800 cal.BP, se dovedeşte a fi un proces pulsatoriu, cu etape de accelerare şi etape de încetinire. Astfel, după încetinirea marcată ce corespunde ultimei recurenţe a glaciarului Würm (Dryasul recent), ritmul deglaciaţiunii se accelerează puternic odată cu începutul Holocenului, pentru ca apoi să scadă progresiv (dar nu fără accelerări şi încetiniri de mai mică amploare). Între 6700–5100 cal.BP, procesele legate de deglaciaţiune încetinesc foarte puternic sau chiar încetează, nivelul oceanului planetar atingând valori foarte apropiate de cele actuale.

[66] Fletcher C.H. III, Fairbridge R.W., Moller J.J., Long A.J. (1993) *Emergence of the Varanger Peninsula, Arctic Norway, and climate changes since deglaciation*, The Holocene, 3, 2, 116–127.

www.mnir.ro

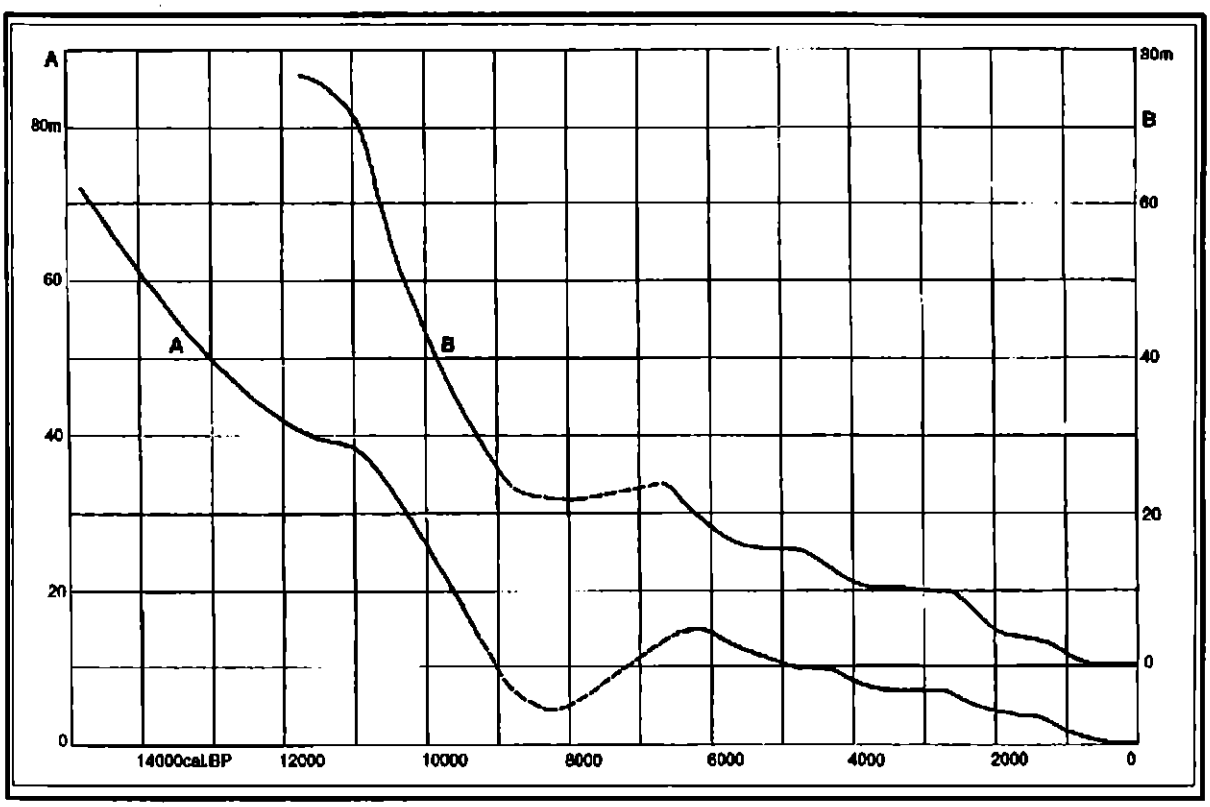


***Figura 3**. Reconstituirea scăderii relative a nivelului mării corespunzătoare deglaciaţiunii, pe baza cordoanelor litorale relicte din Nordul Norvegiei; A - ţărmul nord-estic şi sud-estic al Peninsulei Varanger; B- ţărmul sudic al fiordului Varanger (după Fletcher et al., 1993)*

6.2. Timberline

Palinologia nu este încă în măsură să realizeze în mod direct o reconstituire detaliată a evoluţiei climei. Ea poate pune în evidenţă doar tendinţele pe termen lung ale acesteia, informaţie necesară, dar nu suficientă pentru demersul avut în vedere mai sus (6.). Această situaţie se datoreşte faptului că metodele propuse până în prezent pentru a pune în relaţie directă structura unui spectru polinic şi clima pe care acesta o reprezintă[67], nu sunt încă bine puse la punct.

Faptul de a fi reconstituit liniile generale ale evoluţiei climei Holocene constituie totuşi un merit incontestabil al palinologiei. După cum aminteam într–un paragraf precedent (5.3.), astfel au fost puse în evidenţă o perioadă de încălzire climatică, o perioadă de aşa–zis optimum[68] climatic,

[67] Pons A. (1990) *Analyse pollinique et reconstitution quantitative du climat*, in Reille M., *Lecons de palynologie et d'analyse pollinique*, Editions du CNRS, 187–197, Huntley B. (1992). *Pollen-climate response surfaces and the study of climate change*, in GrayJ.M. (ed.) *Applications of Quaternary Research*, Quaternary Proceedings, 2, Quaternary Research Association, Cambridge, 91-99 şi alţii.

[68] Expresia *optimum climatic* nu este foarte bine aleasă, întrucât definirea unui optimum presupune un punct de vedere fix şi bine definit – optimum pentru ce sau pentru cine? La fel, expresia *ameliorare climatică* (referitoare la perioadele de încălzire) este, aşa cum consideră şi Ammann *et al.*, un termen antropocentric – o astfel de perioadă poate dăuna populaţiilor vegetale sau animale adaptate la frig; Ammann B., Andrée M., Chaix L., Eicher U., Elias S.A., Hofmann W., Oeschger H., Siegenthaler U., Tobolski K., Wilkinson B., Züllig H. (1985) *An attempt at a palaeoecological synthesis*, in *Lobsigensee – Late-glacial and Holocene environments of a lake on the Central Swiss Plateau*, Diss.Bot. 87, J.Cramer, Vaduz, 165–170.

www.mnir.ro

urmată de o alta de răcire a climei sau, aşa cum bine le-a denumit von Post, perioada de apropiere a timpului căldduros, perioada de culminare a timpului căldduros şi perioada de descreştere a căldurii.

Totuşi, palinologia poate contribui, indirect, la reconstituirea mai detaliată a oscilaţiilor climatice. Spre deosebire de zonele de câmpie, unde echilibrul dintre diferitele comunităţi de plante este mai stabil datorită faptului că variaţiile climatice nu sunt abrupte, în zonele de munte, unde oscilaţiile climatice sunt mult mai bruşte, vegetaţia, aflată într-un echilibru mai instabil, reacţionează prompt la aceste oscilaţii[69]. Un astfel de fenomen este reprezentat de oscilaţiile altitudinii limitei superioare a etajului de vegetatie subalpin, limită ce coincide, practic, cu limita superioară a vegetaţiei lemnoase – *timberline*[70]. Oscilaţiile timberline pot fi puse în evidenţă prin urmărirea variaţiilor raportului AP/NAP[71] în sedimentele lacurilor şi turbăriilor situate în zona tranziţiei de la etajul de vegetaţie alpin la cel subalpin. Astfel, scăderea valorilor raportului AP/NAP indică îndepărtarea plantelor lemnoase de punctul de probare, deci coborârea timberline, în timp ce creşterea valorilor acestui raport indică ridicarea timberline. Desigur, pentru a se elimina efectele unor fenomene locale sau aleatorii, ce pot masca variaţiile determinate climatic ale raportului AP/NAP, trebuie coroborate rezultatele studiilor efectuate în cât mai multe puncte. Astfel s-au reconstituit oscilaţiile timberline în Alpi (fig.4.A-D).

Oscilaţiile timberline pot fi reconstituite şi pe baza altor informaţii. În Alpii italieni ele au fost puse în evidenţă pe baza ocurenţelor de frunze (ace de conifere) sau fragmente de epidermă foliară în lacuri şi turbării[72]. Karlén şi Kuylenstierna[73] folosesc datările resturilor lemnoase de *Pinus sylvestris* descoperite la diverse altitudini pentru a reconstitui oscilaţiile timberline în Peninsula Scandinavă (fig.4.E).

În principiu, coborârea timberline reflectă o răcire a climei, iar ridicarea timberline o încălzire a climei. Frenzel[74] consideră că poziţia limitei superioare a pădurilor montane este controlată de posibilitatea plantelor de acumula în perioada estivală (perioadă vegetativă) suficiente materii nutritive pentru a-şi asigura supravieţuirea. Cu cât altitudinea este mai mare, cu atât rigorile climei determină o perioadă vegetativă mai scurtă. În cazul pădurilor de pin din Suedia, Karlén şi Kuylenstierna[75] citează ca principal factor ce controlează poziţia timberline temperatura estivală, care determină altitudinea maximă la care pot germina seminţele de pin. Într-adevăr, coborârea timberline este cauzată nu atât de înăsprirea rigorilor iernii, cât mai ales de diminuarea temperaturii medii din timpul perioadei vegetative şi de scurtarea duratei acestei perioade. În aceste condiţii, spre exemplu, învelişul cuticular al frunzelor coniferelor nu are timp să se desăvârşească, ceea ce duce la o pierdere treptată a frunzişului (care nu se mai înnoieşte) şi în final la moartea arborilor[76].

Prin urmare, perioadele de avansare (ridicare) a timberline trebuie interpretate ca perioade de incidenţă crescută a verilor mai calde şi mai lungi, iar perioadele de retragere (coborâre) a timberline, ca intervale cu frecvenţă crescută a verilor reci şi scurte.

---

[69] Frenzel B., *Op.cit.*.

[70] Deşi termenul nu este consacrat în limba română, el va fi folosit în cele ce urmează pentru a desemna *limita superioară a vegetaţiei lemnoase* (de la tranziţia între etajele de vegetaţie subalpin şi alpin), sintagmă a cărei utilizare frecventă ar afecta serios cursivitatea textului.

[71] AP – polen de arbori (*arboreal pollen*); NAP – polen de erbacee (*non arboreal pollen*).

[72] Schneider R. (1985) *Palynologic research in the southern and southeastern Alps between Torino and Trieste. A review of investigations concerning the last 15,000 years*, Diss.Bot. 87, J.Cramer, Vaduz, a3-103.

[73] Karlén W., Kuylenstierna J. (1996) *On solar forcing of Holocene climate: evidence from Scandinavia*, The Holocene, 6, 3, 359-365.

[74] Frenzel B., *Op.cit.*.

[75] Karlén W., Kuylenstierna J., *Op.cit.*.

[76] Magny M., *Op.cit.*.

www.mnir.ro

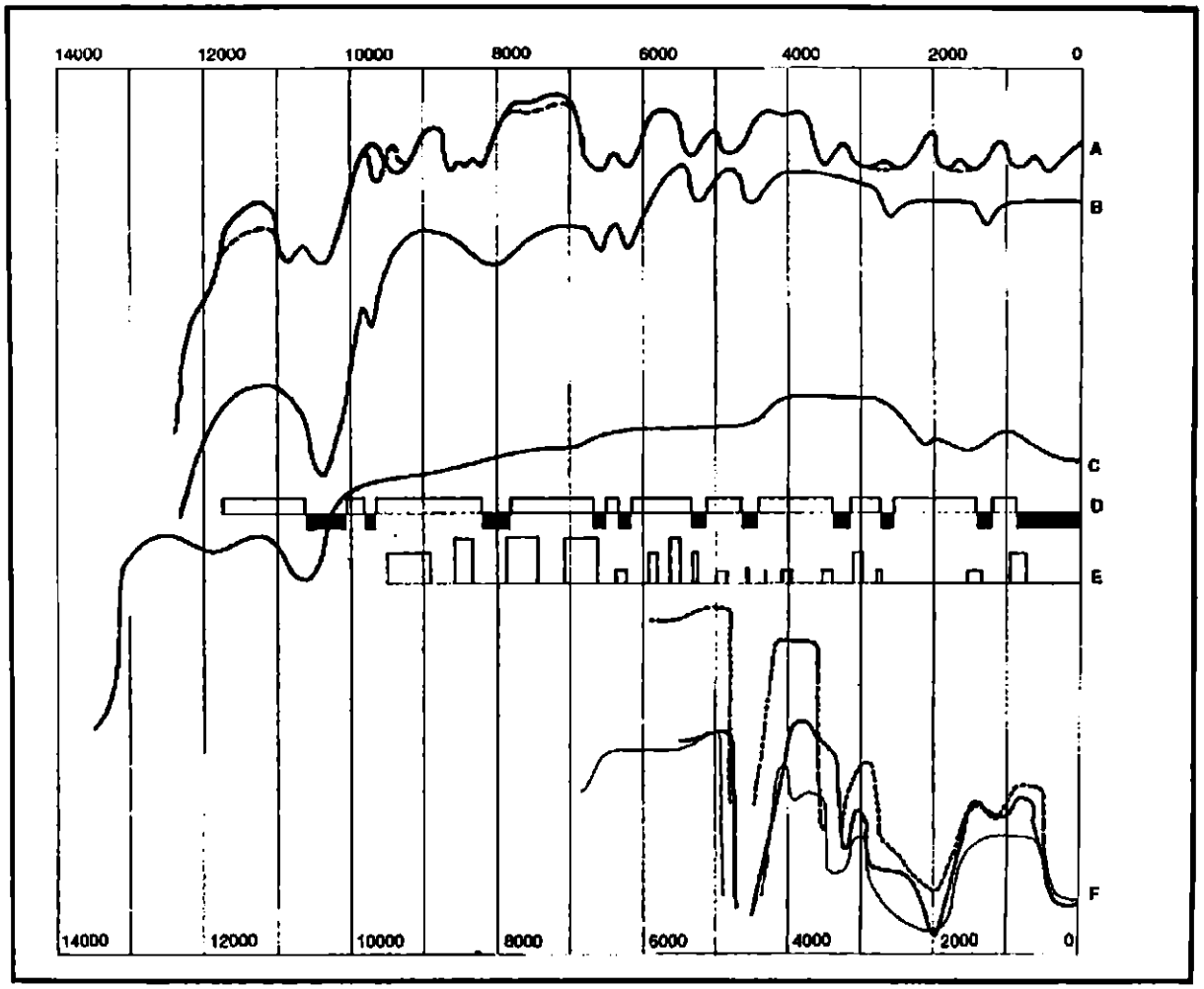


Figura 4. *Oscilaţiile limitei superioare a pădurilor în Alpii austrieci (A), elveţieni (B, C) şi francezi (D) - Magny (1995) - şi în Peninsula Scandinavă (E) - Karlen, Kuylenstierna (1996); oscilaţiile limitei nordice a pădurilor în Canada (F), după mai mulţi autori - Magny (1995) (A-D, F - cronologie radiocarbon; E - cronologie solară; D, E - în alb avansări ale timberline, în negru retrageri; scările amplitudinilor diferă de la un grafic la altul).*

Din punct de vedere cantitativ Karlén şi Kuylenstierna[77] estimează că pentru Peninsula Scandinavă o avansare a timberline cu 100 de metri corespunde unei creşteri a temperaturii medii estivale cu 0,6°C. Magny[78] citează rezultatele unor studii efectuate în Alpi, conform cărora scăderea temperaturii medii estivale cu 1,5°C, corelată cu scurtarea cu 5 săptămâni a perioadei vegetative, ar avea ca efect o retragere a timberline cu 200 de metri în 10 ani. Aceste estimări au totuşi o semnificaţie restrânsă, locală, valorile lor depinzând de diverşi factori proprii regiunilor respective, şi nu pot fi extrapolate pe areale mai largi.

Tot pe baza analizelor polinice efectuate în sedimentele turbăriilor şi lacurilor au fost reconstituite şi oscilaţiile latitudinale ale limitei nordice a pădurilor în Canada (fig.4.F). Aceste oscilaţii trebuie să fie controlate, în linii mari, de aceleaşi procese ca şi oscilaţiile timberline.

[77] Karlén W., Kuylenstierna J., *Op.cit.*
[78] Magny M., *Op.cit.*

www.mnir.ro

Pentru a încerca o interpretare a curbelor şi diagramelor ce reconstituie oscilaţiile timberline (ca şi cele ale limitei nordice a pădurilor nord–americane), trebuie stabilită exact semnificaţia climatică a acestor reprezentări grafice. Tentaţia imediată atunci când se paralelizează astfel de curbe este de a se corela momentele de maxim şi minim relativ. Cu toate că această operaţiune nu este inutilă, nu trebuie uitat că, deşi reflectă variaţiile climei, curbele nu reconstituie direct variaţii ale temperaturii (umidităţii, etc.), ci strict oscilaţii ale poziţiei timberline. Prin urmare, punctele de maxim şi minim ale curbelor, asociate unor poziţii analoage ale timberline, reprezintă de fapt momente de tranziţie. Astfel, un maxim relativ al poziţiei timberline, de exemplu, reprezintă momentul de trecere de la o perioadă de incidenţă crescută a verilor mai calde şi mai lungi, ce a dus la avansarea timberline, la o perioadă în care verile reci şi scurte înregistrează frecvenţe mărite, şi care va amorsa retragerea timberline. Altfel spus, perioadele cela mai reci nu sunt reprezentate de punctele de minim relativ, unde panta curbei este zero, ci de porţiunile cu pantă maximă ale curbelor. O astfel de porţiune indică viteza maximă de retragere a timberline, corespunzând intervalului în care verile scurte şi reci au atins frecvenţa maximă. În aceeaşi ordine de idei, o porţiune de maxim sau de minim corespunde unui interval în care verile calde şi lungi şi verile scurte şi reci înregistrează frecvenţe aproximativ egale. Maximele şi minimele sunt importante, aşadar, mai ales prin amplitudinea lor, care reflectă intensitatea fenomenelor – de exemplu scurtarea şi răcirea verilor sau frecvenţa absolută a verilor scurte şi reci.

Având în vedere aceste principii de interpretare, pe baza curbelor şi diagramelor din fig.4 s–au trasat diagrame[79] care redau tocmai succesiunea perioadelor de avansare a timberline (frecvenţă mărită a verilor lungi şi calde) – porţiunile ascendente ale curbelor – şi de retragere a timberline (frecvenţă mărită a verilor scurte şi reci) – porţiunile descendente ale curbelor –, făcându–se abstracţie de valorile absolute ale maximelor şi minimelor (fig.5.A–F). Întrucât datele din fig.4 sunt raportate atât la calendarul radiocarbon (A–D şi F), cât şi la calendarul solar (E), pentru ca ele să poată fi corelate s–au calibrat[80] cronologiile diagramelor.

Oscilaţiile timberline în Alpi (fig.4 A–C) reflectă în linii mari cele trei perioade ale evoluţiei climei holocene. Se observă că timberline avansează mai mult sau mai puţin rapid pentru a atinge un maxim absolut, iar apoi prezintă o tendinţă de retragere, nu foarte accentuată. Maximele absolute trebuie privite ca momente de graniţă între două tendinţe climatice – o primă perioadă în care, per total, verile mai calde şi mai lungi sunt mai frecvente, şi o a doua în care verile mai reci şi mai scurte devin per total mai frecvente.

Timberline a atins poziţiile cele mai înalte în jur de 7900 cal.BP în Alpii austrieci, 6300 cal.BP în Alpii elveţieni şi 4200 cal.BP în Alpii francezi. În Alpii austrieci maximul absolut este urmat de două peak–uri apropiate ca valoare, toate trei încadrate în perioada 8500–4200 cal.BP, iar în Alpii elveţieni o

[79]. Segmentele albe ale diagramelor din fig.5.A-F, 7.A-E, I şi 8.A-C reprezintă perioade (i) de avansare (ridicare) a timberline, (ii) de retragere (ridicare) a snowline, (iii) de nivel coborât al lacurilor şi (iv) cu veri calde, lungi şi secetoase (funcţie de caz). Analog, segmentele negre ale diagramelor reprezintă perioade (i) de retragere (coborâre) a timberline, (ii) de avansare (coborâre) a snowline, (iii) de nivel ridicat al lacurilor şi (iv) cu veri reci, scurte şi ploioase (funcţie de caz). Efilările mai mult sau mai puţin accentuate ale unora dintre segmentele diagramelor se datoresc fie faptului că maximele sau minimele ce defineau capetele intervalelor apăreau ca porţiuni de platou ale curbelor utilizate, fie curbei de calibrare, care pentru datarea respectivă oferea mai multe variante.Diagramele prezintă două variante acolo unde şi graficele originale prezentau două variante.

[80] Datorită variaţiilor concentraţiei izotopului ^{14}C în atmosferă de–a lungul timpului, cronologia radiocarbon nu coincide cu cronologia reală (solară). Astfel, funcţie de perioada care este luată în consideraţie, un an radiocarbon poate fi mai lung sau mai scurt ca un an solar. Calibrarea constă tocmai în asocierea unei vârste reale (în ani solari) fiecărei datări radiocarbon. Datele utilizate în trasarea diagramelor (fig.5.A-F., 7.A-E., I. şi 8.A-C.) au fost obţinute prin calibrarea datărilor ^{14}C din graficele diferiţilor autori, cu ajutorul curbei de calibrare publicate de Stuiver şi Reimer; Stuiver M., Reimer P.J. (1994) *CALIB 3.0.3.A. Manuel sur l'utilisation du programme de calibration et commentaires utiles*, Centre de Datation par le Radiocarbone, Villeurbane Lyon.

www.mnir.ro

situaţie similară a fost pusă în evidenţă pentru perioada 6300–4200 cal.BP; în Alpii francezi maximul absolut este foarte slab evidenţiat în cadrul unui platou (porţiune cu pantă foarte mică a curbei) de avansare maximă a timberline datat 4600–2900 cal.BP.

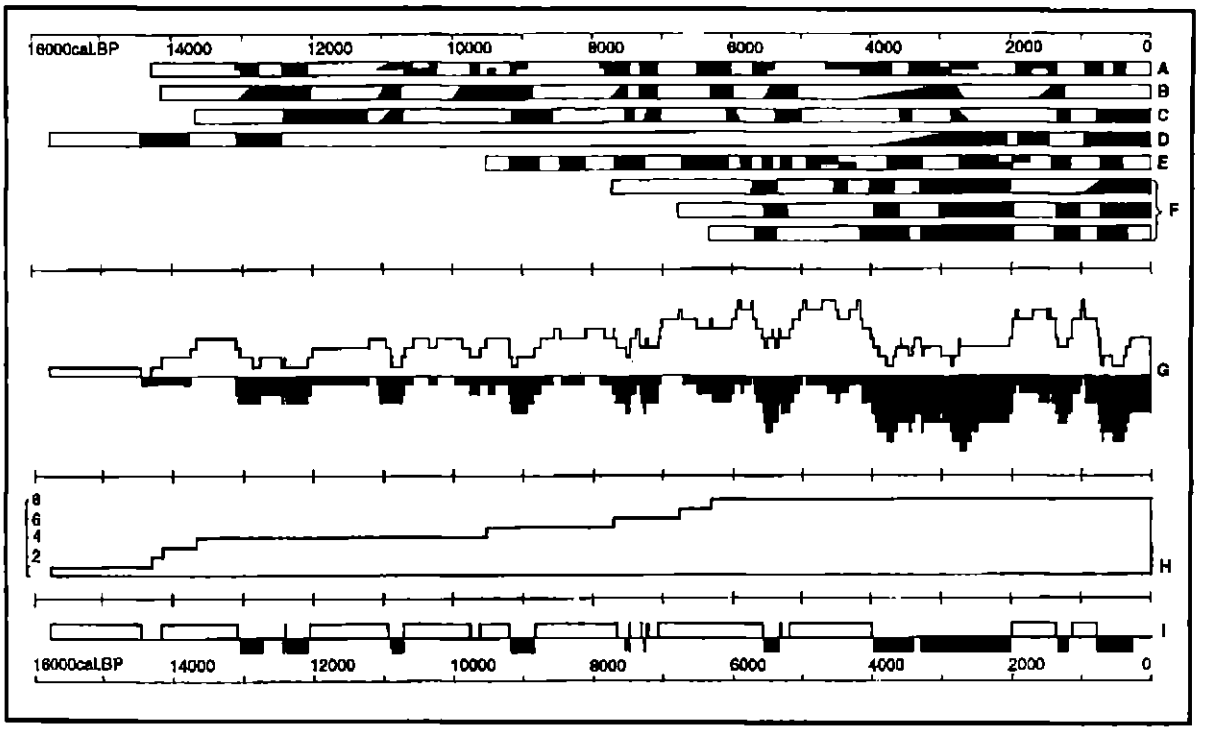


Figura 5. *Succesiunea perioadelor de avansare (în alb) şi retragere (în negru) a timberline; A-F ca în fig. 4 (diagramele prezintă două variante acolo unde şi cele din fig. 4 prezintă două variante; efilările se datorează fie calibrării, fie porţiunilor de platou ale curbelor); G - diagrama generală; H - numărul de diagrame pe care se bazează diagrama generală; I - succesiunea perioadelor cu frecvenţă mărită a verilor lungi şi calde (în alb) şi cu frecvenţă mărită a verilor scurte şi reci (în negru), sintetizate pe baza oscilaţiilor timberline pentru Europa (şi emisfera nordică începând cu aproximativ 7500 cal.BP).*

Se observă că poziţia cronologică a maximelor absolute diferă destul de mult în cele trei regiuni ale Alpilor. Aceste diferenţe se pot datora atât impreciziei reconstituirilor cantitative – vezi cazul Alpilor austrieci şi elveţieni cu câte trei peak–uri de valori foarte apropiate, unul dintre ele reprezentând maximul absolut –, cât şi poziţiei geografice, care determină gradul de continentalitate al climei.

Cercetările efectuate de Karlén şi Kuylenstierna[81] arată că în Peninsula Scandinavă timberline atinsese deja altitudini înalte la scurt timp după sfârşitul Würmului. Ei datează maximul absolut al altitudinii timberline în jur de 5700 cal.BP, încadrându–l într–un interval de optimum – 7800–5100 cal.BP.

Limita nordică a pădurilor din Canada a atins latitudinea cea mai înaltă în jur de 5800–5700 cal.BP, după care tendinţa generală a fost de retragere spre sud.

[81] Karlén W., Kuylenstierna J., *Op.cit.*.

www.mnir.ro

În linii mari se poate spune deci că în emisfera nordică trecerea de la perioada cu frecvenţă crescută a verilor calde şi lungi la perioada cu frecvenţă crescută a verilor reci şi scurte a avut loc în intervalul 7900–4200 cal.BP. Perioada de echilibru relativ între cele două tendinţe, în care timberline s–a menţinut la altitudinile cele mai ridicate reprezintă perioada cea mai caldă. Ea acoperă intervalul 8500–2900 cal.BP, diferind de la o regiune la alta, dar pentru Europa privită ca întreg această perioadă se încadrează între 6300 şi 4200 cal.BP. Maximul avansării către nord a pădurilor canadiene se încadrează în acest interval şi, mai mult, este aproape contemporan cu maximul avansării timberline în Peninsula Scandinavă.

Toate aceste rezultate se referă numai la tendinţele generale ale evoluţiei climei holocene. Graficele din fig.4 arată însă că pe fondul acestor tendinţe generale au avut loc frecvente oscilaţii ale timberline şi, implicit, ale climei. Pentru a putea corela aceste oscilaţii, ele au fost reprezentate sub forma descrisă mai sus, în fig.5 A–F.

Prima impresie este aceea a unei corelări destul de slabe. Acest lucru nu este de mirare, având în vedere decalajele cronologice date de diferenţele de poziţie geografică. Tot poziţia geografică determină şi sensibilitatea oscilaţiilor timberline la oscilaţii climatice de diferite amplitudini; o astfel de diferenţă de sensibilitate poate face ca o porţiune de platou a curbei reconstituite pentru o anumită regiune să fie reprezentată într–o regiune cu sensibilitate mai mare printr–o succesiune de maxime şi minime relative cu amplitudini reduse. Situaţiile de acest gen pot avea drept cauză şi puteri de rezoluţie cronologică diferite ale diverselor secvenţe stratigrafice care furnizează informaţia brută. În plus, nu trebuie uitat că datările radiocarbon nu dau vârste exacte, ci intervale de timp în care vârsta eşantionului datat are cele mai mari şanse să se situeze, intervale uneori destul de largi (chiar 200–300 de ani); în aceste condiţii este clar că precizia cronologică a curbelor trasate nu este cea mai bună. La toate acestea se adaugă şi faptul că modul de reprezentare a datelor prin împărţirea curbelor în porţiuni ascendente şi descendente, cu toate avantajele pe care le prezintă în principiu, face abstracţie de panta curbelor, ceea ce poate duce la erori mari în zonele cu pantă redusă ale acestora.

Pentru a depăşi blocajul generat de slaba corelare a datelor din fig.5 A–F, le–am reunit într–o singură diagramă generală[82] (fig.5 G), care însumează intervalele de avansare a timberline (în alb) şi intervalele de retragere a timberline (în negru) pentru toate regiunile luate în considerare (inclusiv oscilaţiile limitei nordice a pădurilor canadiene).

Imaginea generală la scara Europei (şi a emisferei nordice, începând cu aproximativ 7500 cal.BP) ce reiese din această diagramă, include (vezi diagrama sintetică[83] din fig.5.I):

- perioade de avansare a timberline, reprezentând intervale cu frecvenţă mărită a verilor calde şi lungi – 12050–10950 (cu un maxim în jur de 11150), 10700–9750 (cu maxime în jur de 10450, 10100), 9600–9200, 8850–7700 (cu maxime în jur de 8500, 8000), 7500–7300, 7100–5600 (cu maxime în jur de 7000–6800 şi 5950–5800), 5200–4000

[82] Diagramele generale (fig.5.G, 7.F şi 8.D) au fost construite prin reunirea segmentelor albe (pe de o parte) şi negre (pe de altă parte) ale diagramelor simple, ţinând cont de cronologia acestora. Acolo unde diagramele simple prezentau efilări ale unor segmente, s-au utilizat lungimile maxime, atât pentru segmentele albe, cât şi pentru cele negre. La fel, în cazurile când diagramele prezentau două variante s-au ales, atât în cazul segmentelor albe, cât şi în cazul celor negre, pentru fiecare în parte, variantele care prezentau lungimea maximă.

[83] Diagramele sintetice (fig.5.I, 7.H, J şi 8.E) s-au obţinut prin intersectarea informaţiei din diagramele generale, în sensul că s-au reprezentat prin segmente albe intervalele pentru care în diagrama generală segmentele albe sunt mai numeroase ca cele negre, şi prin segmente negre intervalele pentru care segmentele negre sunt mai numeroase ca cele albe. Intervalelor din diagramele generale pentru care numărul segmentelor albe este egal cu numărul segmentelor negre, le corespund în diagramele sintetice intervale libere.

www.mnir.ro

(cu maxime în jur de 5000, 4600 şi 4200), 2000–1400 (cu maxime în jur de 1900 şi 1650) şi 1150–800 (cu un maxim în jur de 1000 cal.BP);

- perioade de retragere a timberline, deci intervale cu incidenţă crescută a verilor reci şi scurte – 12400–12100, 10900–10700, 9200–8850, 5600–5350, 4000–3400 (cu un minim în jur de 3800), 3300–2050 (cu un minim în jur de 2800), 1350–1200 şi 800–300 (cu două minime în jur de 700 şi 500 cal.BP).

6.3. Snowline

Mişcările de avansare şi retragere a gheţarilor alpini reflectă variaţiile masei acestora. Când masa gheţarului se măreşte, limita lui inferioară – *snowline*[84] – avansează (deci coboară), gheţarul acoperind noi suprafeţe; când masa gheţarului scade, limita inferioară se retrage (se ridică) – în urma sa rămân depozite morenice. Prin datarea resturilor vegetale prinse în interiorul morenelor şi a solurilor fosile acoperite de acestea, se poate reconstitui cronologia avansărilor şi retragerilor gheţarilor, deci a variaţiilor bilanţului de masă al acestora.

În cazul când aval de gheţar există lacuri sau mlaştini proglaciare alimentate de acesta, sedimentarea din aceste cuvete va fi influenţată de oscilaţiile limitei gheţarului. Dacă bilanţul de masă al gheţarului este pozitiv, odată cu avansarea acestuia se intensifică şi activitatea torenţilor formaţi în fruntea gheţarului. Aceasta duce la un excedent în bilanţul hidric al lacului şi la o sedimentare minerală, cu formare de varve[85], pe fundul acestuia; gheţarul poate uneori să acopere cuveta lacustră, lăsând acolo la retragerea sa chiar sedimente mai grosiere. Un deficit al bilanţului de masă al gheţarului are ca efect o diminuare a activităţii torenţilor din fruntea sa şi un deficit în bilanţul hidric al lacului. Ca urmare, în cuvetă începe să se formeze turbă[86].

După Karlén şi Kuylenstierna[87] bilanţul de masă al gheţarilor depinde în principal de doi parametri climatici – cantitatea precipitaţiilor de iarnă şi temperaturile estivale, ce controlează intensitatea topirii. Observaţiile efectuate în secolul nostru au arătat că în general temperaturile estivale primează ca pondere, cu excepţia regiunilor cu climă accentuat oceanică, unde bilanţul de masă al gheţarilor este influenţat în special de nivelul precipitaţiilor de iarnă.

Observaţiile efectuate pe indivizi de *Larix* ce se dezvoltă în văi alpine au arătat că densitatea lemnului din inelele anuale de creştere ale arborilor variază în acelaşi sens cu temperaturile estivale. Prin compararea rezultatelor măsurătorilor de densitometrie a lemnului cu informaţiile despre oscilaţiile snowline, s–a putut stabili că acestea din urmă sunt influenţate în principal de temperaturile estivale. Avansările gheţarilor sunt determinate de veri reci şi umede, în timp ce retragerile sunt determinate de temperaturi estivale mai mari, în special la sfârşitul sezonului[88] – un rol decisiv îl au temperaturile din Septembrie.

Aşadar retragerea (ridicarea) snowline, deci un bilanţ de masă deficitar al gheţarilor, este efectul unui interval de timp cu frecvenţă crescută a verilor mai calde şi mai uscate decât media, şi eventual mai lungi (*indian summer*). Invers, un excedent în bilanţul de masă al gheţarilor, şi prin urmare

[84] Pentru a asigura cursivitatea textului, termenul *snowline* va fi folosit în cele ce urmează pentru a desemna limita inferioară a gheţarilor alpini.
[85] Varvele reprezintă depozite (în general lacustre) fin laminate, a căror sedimentare este controlată de ritmuri sezoniere.
[86] Magny M., *Op.cit.*.
[87] Karlén W., Kuylenstierna J., *Op.cit.*.
[88] Magny M., *Op.cit.*.

www.mnir.ro

avansarea (coborârea) snowline, este efectul unui interval de deteriorare a condiţiilor climatice estivale – frecvenţă mare a verilor cu temperaturi medii scăzute, nivel ridicat al precipitaţiilor şi mai scurte.

Iată cum oscilaţiile snowline furnizează informaţii asupra variaţiilor climei. Din păcate aceste informaţii sunt numai calitative, întrucât deşi bilanţul de masă al gheţarilor variază în acelaşi sens sub influenţa variaţiilor climatice pe termen lung, viteza lui de răspuns depinde şi de alţi factori, cum ar fi poziţia geografică a gheţarului. Astfel, Magny[89] arată că deşi între 1950 şi 1980 temperaturile medii estivale au scăzut cu 1°C, iar precipitaţiile medii anuale au crescut cu 3–4%, doar 75% din gheţarii alpini monitorizaţi în Elveţia şi Austria au avansat. În plus, clima reprezintă o imagine alcătuită prin alăturarea mai multor elemente meteorologice (temperatură, precipitaţii etc.), elemente ale căror variaţii îşi pot anula reciproc unele efecte. Spre exemplu, din punctul de vedere al oscilaţiei snowline, o creştere cu 100 mm a precipitaţiilor de iarnă poate fi compensată de o creştere cu 0,2°C a temperaturilor estivale.

Coroborând şi prelucrând date provenite de la mai mulţi autori, Wigley şi Kelly[90] propun cronologii sintetice ale oscilaţiilor snowline la scara celor două emisfere ale globului, ca şi la scara întregului glob (fig.6.A–C). Cronologiile reprezintă medii obţinute prin ponderarea datelor locale funcţie de poziţia geografică; după cum observă însă autorii, datorită faptului că cronologiile locale se corelează strâns, cronologiile sintetice depind foarte puţin de ponderile luate în calcul. Aşa cum se poate observa, cele trei cronologii sintetice se corelează foarte bine.

Zagwijn[91] redă oscilaţiile snowline – reconstituite de Nesje şi colab. şi de Furrer în 1991 – pentru Norvegia centrală şi Alpii elveţieni (fig.6.D şi G). Pentru Alpii austrieci, Magny[92] redă reconstituirea oscilaţiilor snowline realizată de Bortenschlager (în 1994) – fig.6.F. Acelaşi autor prezintă şi diagrama variaţiei pe verticală a granulometriei sedimentelor lacului Silvaplana din Alpii elveţieni – indicator pentru variaţiile bilanţului de masă al gheţarului care l–a alimentat (fig.6.H). În sfârşit, Karlén şi Kuylenstierna[93] prezintă o reconstituire a oscilaţiilor snowline din Scandinavia (fig.6.E).

Ca şi în cazul oscilaţiilor timberline, perioadele de maxim sau minim al poziţiei snowline sunt mai puţin interesante, ele reprezentând momente de tranziţie, în care cele două tendinţe ce controlează poziţia snowline au ponderi aproximativ egale. De aceea, pe baza unor argumente analoage celor expuse în cap.6.2., am considerat mai utilă pentru corelări reprezentarea oscilaţiilor snowline sub forma succesiunii perioadelor de avansare (coborâre) – în negru – şi retragere (urcare) – în alb (fig.7.A–E, I); totodată s–a operat şi calibrarea cronologiilor acestor diagrame.

Liniile generale ale evoluţiei poziţiei snowline reies cel mai clar din diagramele trasate pentru Norvegia centrală (fig.6.D) şi lacul Silvaplana (fig.6.H). Se poate observa o retragere (ridicare) rapidă a snowline începând în jur de 10000 cal.BP; în lacul Silvaplana aceasta coincide cu încetarea sedimentării de varve, caracteristică perioadelor mai reci. În continuare snowline ocupă poziţii realtiv înalte, oscilând însă, aşa cum o arată datele din lacul Silvaplana. Ea începe să avanseze (coboare) în jur de 5500–4500 cal.BP (când în lacul Silvaplana se reia sedimentarea varvelor).

---

[89] *Ibidem.*
[90] Wigley T.M.L., Kelly P.M. (1990) *Holocene climatic change, ^{14}C wiggles and variations in solar irradiance*, Phil.Trans.R.Soc.Lond., A330, 547-560.
[91] Zagwijn W.H. (1994) *Reconstruction of climate change during the Holocene in western and central Europe based on pollen records of indicator species*, Veget.Hist.Archaeobot., 3, 65-88.
[92] Magny M., *Op.cit.*.
[93] Karlén W., Kuylenstierna J., *Op.cit.*.

www.mnir.ro

Diagrama generală (fig.7.F) obţinută prin reunirea celor cinci diagrame (fig.7.A–E) prezintă oscilaţiile snowline la scara Europei. Din ea reiese succesiunea unor intervale de retragere şi de avansare a snowline (fig.7.H):

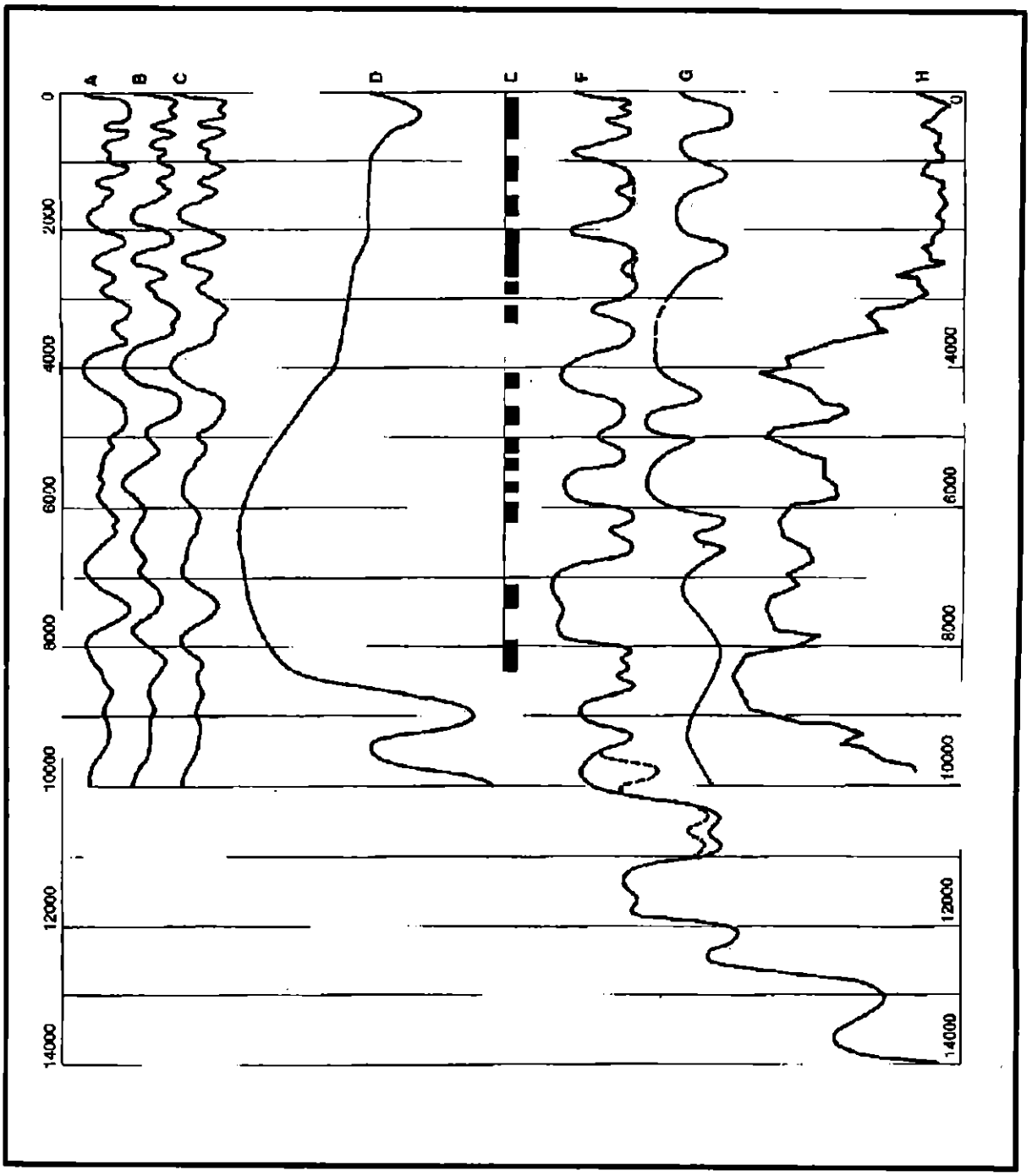


Figura 6. *Oscilaţiile snowline în emisfera nordică (A), emisfera sudică (B) şi la scara globului (C) - Wigley, Kelly (1990) -, în Norvegia centrală (D) - Zagwijn (1994) -, Peninsula Scandinavă (E) - Karlén, Kuylenstierna (1996) -, Alpii austrieci (F) - Magny (1995) -, Alpii elveţieni (G) - Zagwijn (1994) - şi variaţia granulometriei sedimentelor lacului Silvaplana din Alpii elveţieni (H) - Magny (1995) (A-D, F-H - cronologie radiocarbon; E - cronologie solară; E - în negru avansări ale snowline; scările amplitudinilor diferă de la un grafic la altul).*

www.mnir.ro

- perioade de retragere a snowline – 12150–10500, 9600–9450, 9300–9150, 8900–7800 (cu două maxime în jur de 8700–8600 şi 8050), 7500–7350, 6950–6700, 6050–5900, 5100–4600 (cu un maxim în jur de 4700), 3000–2850, 2400–2100, 1150–950 şi 300–0 cal.BP;
- perioade de avansare a snowline – 10300–10150, 9450–9300, 7750–7500, 7350–7050, 6700–6100, 5900–5150 (cu un maxim în jur de 5500), 4550–5000 (cu maxime în jur de 4350, 3950 şi 3400), 2850–2500, 2100–1150 (cu maxime în jur de 1900, 1600 şi 1350) şi 950–350 (cu maxime în jur de 700 şi 500 cal.BP).

Corelând aceste date cu cele ale reconstituirii realizate de Wigley şi Kelly[94] pentru oscilaţiile snowline în emisfera nordică (fig.7.I), se obţine (prin intersectarea celor două diagrame) o imagine generală la scara emisferei nordice (fig.7.J), ce include:

- perioade de retragere a snowline, reprezentând intervale cu frecvenţă mărită a verilor calde şi uscate (eventual mai lungi) – 12150–11100, 10200–10000, 9650–9450, 9300–8700, 8300–7750, 7050–6700, 5150–4600 şi 300–0 cal.BP;
- perioade de avansare a snowline, deci intervale cu incidenţă crescută a verilor reci şi umede (şi scurte) – 10500–10200, 9900–9650, 8700–8300, 7700–7500, 7350–7100, 6550–6400, 6300–6050, 5700–5400, 5300–5150, 4400–3900, 3700–3400, trei perioade foarte apropiate în intervalul 1700–1150 şi alte trei în intervalul 900–350 cal.BP.

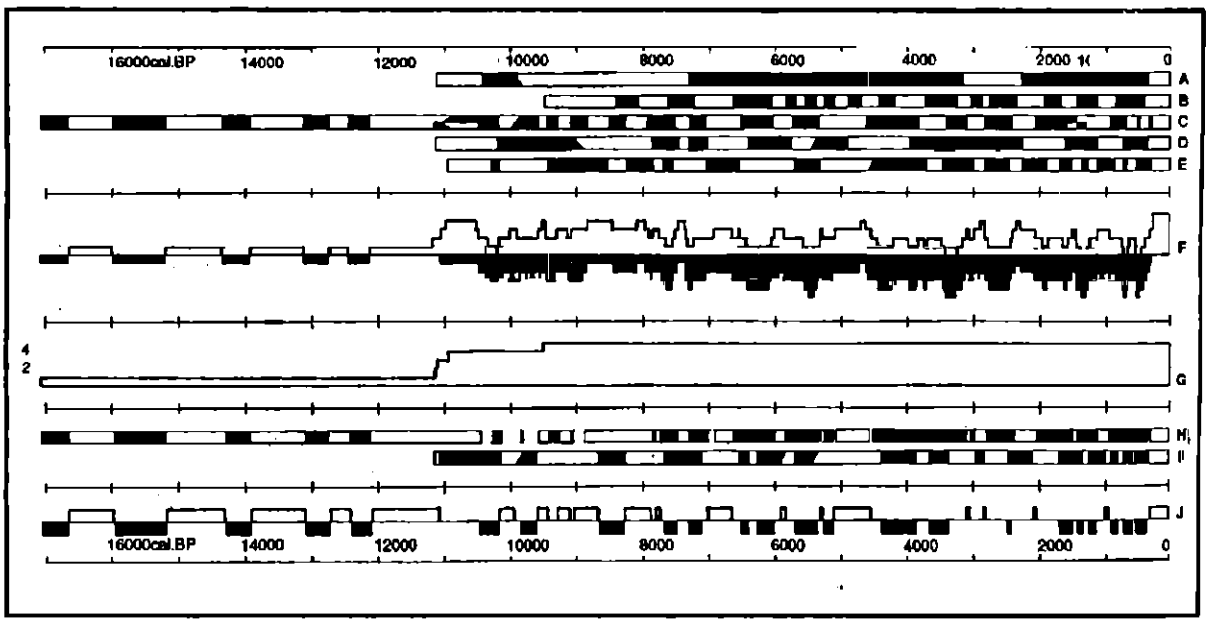


***Figura 7**. Succesiunea perioadelor de avansare (în alb) şi retragere (în negru) a snowline; A - Norvegia centrală; B - Peninsula Scandinavă; C - Alpii austrieci; D - Alpii elveţieni; E - pe baza granulometriei sedimentelor lacului Silvaplana din Alpii elveţieni (diagramele prezintă două variante acolo unde şi cele din figura 6 prezintă două variante; efilările se datorează fie calibrării, fie porţiunilor de platou ale curbelor); F - diagrama generală; G - numărul de diagrame pe care se bazează diagrama generală; H - diagrama sintetică a oscilaţiilor snowline în Europa; I - oscilaţiile snowline în emisfera nordică (după figura6.A.); J - succesiunea perioadelor cu frecvenţă mărită a verilor calde şi uscate (eventual mai lungi) - în alb - şi cu frecvenţă mărită a verilor reci şi umede (şi scurte) - în negru - în emisfera nordică, sintetizate pe baza datelor din figura 7 H şi I.*

[94] Wigley T.M.L., Kelly P.M., *Op.cit.*.

www.mnir.ro

6.4. Nivelul lacurilor

Variaţiile nivelului lacurilor pot fi puse în evidenţă prin urmărirea ocurenţelor unor markeri batimetrici în seriile sedimentare lacustre. Schneider şi Tobolski[95] utilizează ca markeri batimetrici macroresturile plantelor higrofite şi hidrofite, împărţite în trei clase – (i) oogoane de *Characeae*, (ii) seminţe şi fructe de *Nymphaea alba, Nuphar luteum* şi *Potamogeton natans* şi (iii) fragmente de radicele, rizomi şi epidermă de *Cyperaceae, Phragmites* şi *Schoenoplectus lacustris*. Urmărind frecvenţa resturilor din cele trei clase de-a lungul unui profil prin sedimentele Lago di Ganna (Italia, Sudul Alpilor), ei realizează o reconstituire calitativă a variaţiilor nivelului acestui lac (fig.8.A).

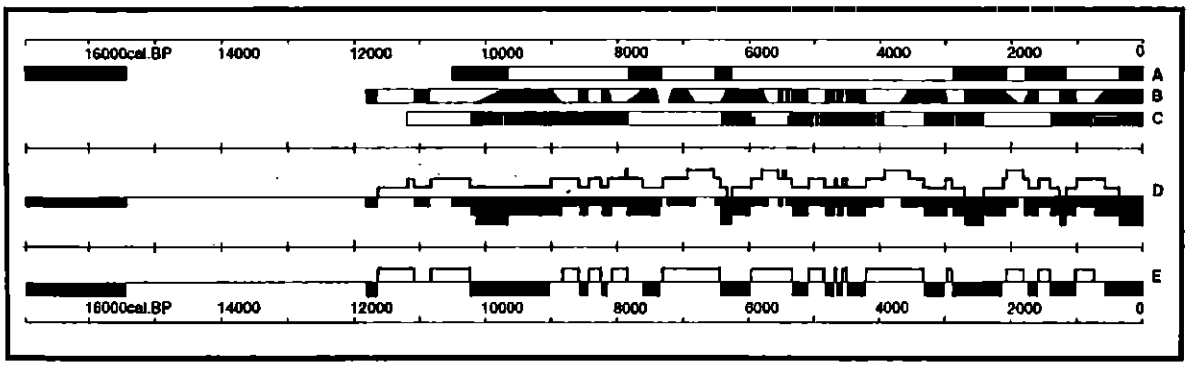


Figura 8. *Oscilaţiile nivelului Lago di Ganna (Italia, Sudul Alpilor) (A) - după Schneider şi Tobolski (1985), modificat -, lacurilor glaciare din Jura (B) şi lacului Bysjön (Sudul Suediei) (C) - după Magny (1995), modificat; diagrama generală reprezentativă pentru oscilaţiile nivelului lacurilor din Europa de Nord-West (D); în alb faze regresive, în negru faze transgresive; succesiunea perioadelor cu frecvenţă mărită a verilor uscate, calde şi eventual mai lungi - în alb - şi cu frecvenţă mărită a verilor umede şi reci (şi scurte) - în negru -, sintetizate pe baza oscilaţiilor nivelului lacurilor (E).*

În studiul său, Magny[96] ia în considerare mai mulţi indicatori ai batimetriei lacurilor. Conţinutul de materie organică (de origine vegetală) scade odată cu creşterea adâncimii; în schimb, în zonele mai adânci se depun crete lacustre. Granulometria sedimentelor scade şi ea odată cu creşterea adâncimii. Frecvenţele diverselor morfotipuri de concreţiuni carbonatice care formează fracţiunea arenitică a cretelor lacustre, variază şi ele funcţie de adâncime. În sfârşit, geometria secvenţelor sedimentare lacustre poate da indicaţii asupra variaţiilor nivelului lacurilor. În ciuda multitudinii surselor de informaţie, coroborarea tuturor acestor informaţii permite numai reconstituirea calitativă a oscilaţiilor nivelului lacurilor, şi aceasta datorită diferenţelor induse de influenţa majoră pe care o exercită topografia lacurilor şi caracteristicile bazinului lor hidrografic asupra sedimentării. Aceste influenţe fac ca sedimentarea să difere nu numai de la un lac la altul, ci şi în cadrul aceleiaşi cuvete lacustre.

Analizând seriile sedimentare din 24 de lacuri, Magny realizează o reconstituire calitativă sintetică a oscilaţiilor nivelului lacurilor din Jura (fig.8.B). Acelaşi autor prezintă şi reconstituirea

[95] Schneider R., Tobolski K. (1985) *Lago di Ganna – late-glacial and holocene environments of a lake in the Southern Alps*, Diss.Bot. 87, J.Cramer, Vaduz, 229–271.
[96] Magny M., *Op.cit.*.

www.mnir.ro

realizată de Digerfeldt pentru Lacul Bysjön, considerată ilustrativă pentru oscilaţiile nivelului lacurilor din Sudul Suediei (fig.8.C).

Un aspect important al fluctuaţiilor nivelului lacurilor este acela că aşa–zisele perioade de nivel scăzut, adică fazele regresive, nu reprezintă de fapt intervale de timp când nivelul lacului a fost scăzut în mod constant, ci perioade în timpul cărora etiajele estivale erau mai frecvente şi mai pronunţate. Analog, fazele transgresive reprezintă perioade cu frecvenţă mare a creşterilor nivelului lacului.

Ce aspecte ale climei sunt reflectate de acesle oscilaţii? Bilanţul hidric al lacurilor glaciare este controlat în principiul de variaţiile a două componente majore ale climei – nivelul precipitaţiilor şi temperatura. Aşa cum arată Magny[97], indiferent de ponderea alimentaţiei nivale în bilanţul hidric, elementul determinant pentru fluctuaţiile nivelului unui lac este reprezentat de nivelul precipitaţiilor pe ansamblul bazinului său hidrografic şi în special de repartiţia acestora de–a lungul anului. În acest sens, fazele transgresive reflectă perioade de bilanţ hidric excedentar determinat de deteriorarea condiţiilor estivale – scăderea temperaturii medii, scurtarea verii şi mai ales creşterea nivelului precipitaţiilor. Fazele regresive reflectă perioade de deficit în bilanţul hidric al lacurilor, efect al verilor lungi, calde şi mai ales uscate.

Prin reunirea celor trei diagrame (fig.8.A–C) rezultă o diagramă generală reprezentativă pentru oscilaţiile nivelului lacurilor din Europa de Nord–West (fig.8.D). Imaginea generală astfel obţinută (fig.8.E) include:

- perioade de bilanţ hidric deficitar al lacurilor, deci intervale cu incidenţă crescută a verilor uscate, calde şi eventual mai lungi – 11650–11100, 10850–10250, 8850–8600, 8450–8250, 8100–7850, 7300–6450, 6000–5350, 5100–4850, 4600–4500, 4200–3350, 3000–2900, 2100–1800, 1550–1400 şi 1000–700 cal.BP;
- perioade de bilanţ hidric excedentar al lacurilor, reprezentând intervale cu frecvenţă mărită a verilor umede şi reci (şi scurte) – o perioadă ce începe cel mai târziu la 11800 şi durează până în 11650 cal.BP, apoi 10250–9000, 8600–8450, 8250–8150, 7650–7350, 6450–6000, 5350–5100, 4850–4600, 4500–4200, 3350–3000, 2900–2150, 1700–1550, 1400–1000 şi 650–0 cal.BP.

7. Discuţie

Oscilaţiile timberline, snowline şi cele ale nivelului lacurilor furnizează informaţii climatice prin definirea unor intervale în timpul cărora au predominat anumite caracteristici ale climei. Prin reunirea celor trei diagrame (fig.5.I, 7.J şi 8.E) se obţine o aglomerare de intervale ce dau impresia pieselor unui puzzle greu de reconstituit (fig.9.A). De aceea, înainte de a aborda acest demers sunt necesare câteva precizări.

Înainte de toate, trebuie subliniat încă o dată că factorii ce controlează procesele a căror dinamică a fost prezentată în paragraful 6., permit numai reconstituirea condiţiilor climatice estivale şi nu oferă informaţii asupra altor componente ale climei.

Toate curbele şi diagramele reconstituirilor paleoclimatice holocene se sprijină în mare parte pe cronologia datărilor radiocarbon, ceea ce este valabil şi pentru cele prezentate în această lucrare. Ori, aşa cum arătam mai sus (6.2.), un fapt care trebuie avut permanent în vedere când se lucrează

[97] *Ibidem.*

www.mnir.ro

cu astfel de grafice este acela că fiecare dată ^{14}C reprezintă de fapt un interval temporal în care vârsta radiocarbon reală a eşantionului datat are anumite şanse să se afle. Este evident că în aceste condiţii precizia unei curbe trasate într–un cadru cronologic bazat pe date radiocarbon nu este optimă. Calibrarea datărilor (care s–a operat pentru toate diagramele din prezenta lucrare) nu îmbunătăţeşte cu nimic această situaţie, datele calibrate reprezentând şi ele tot intervale în care vârsta eşantioanelor se află cu o anumită probabilitate. Marele lor avantaj este însă acela că readuc cronologia din sistemul de referinţă abstract şi nepractic al anilor radiocarbon (a căror durată este variabilă), într–unul practic şi uzual – calendarul solar.

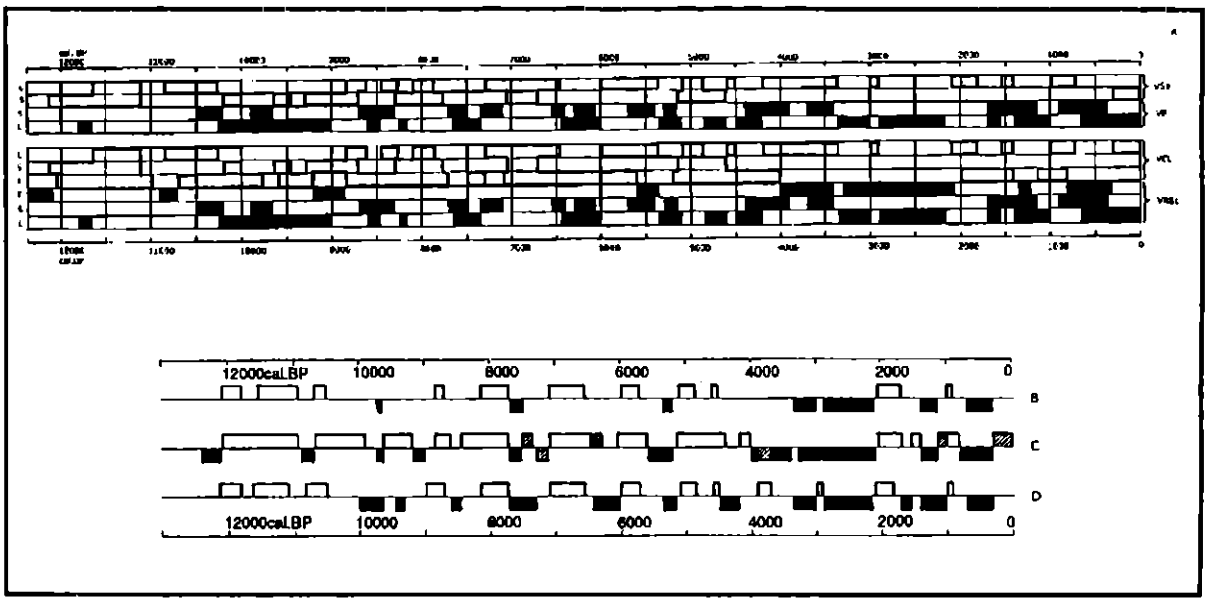


Figura 9. *A - oscilatiile componentelor termică şi hidrică ale climei estivale (ca şi ale duratei anotimpului estival), aşa cum rezultă din fig. 5.I, 7.J şi 8.E (VSe - veri secetoase; VP - veri ploioase; VCL - veri calde şi lungi; VRSc - veri reci şi scurte; informatia provine din oscilaţiile timberline (T), snowline (S) şi ale nivelului lacurilor (L)); B - succesiunea intervalelor pentru care informaţiile climatice (din figura 9.A) nu sunt contradictorii (în alb veri calde, lungi, secetoase; în negru veri reci, scurte, ploioase); C - oscilaţiile componentei termice a climei estivale şi ale lungimii anotimpului estival, deduse din figura 9.A (în alb veri calde şi lungi; în negru veri reci şi scurte; haşurate - intervale pentru care informaţia climatică este nesigură); D - oscilaţiile componentei hidrice a climei estivale, deduse din figura 9.A (în alb veri secetoase; în negru veri ploioase).*

Precizia cronologică relativă a informatiilor utilizate va afecta aşadar şi rezultatele prezentate în cele ce urmează. Având în vedere că metoda de datare ^{14}C este până în prezent cea mai frecvent utilizată (pentru că permite datarea celui mai divers spectru de materiale), gradul de precizie al rezultatelor prezentate reprezintă maximul a ceea ce se poate obţine din informaţia actuală; obţinerea de rezultate mai precise din punct de vedere cronologic va fi posibilă atunci când astfel de reconstituiri paleoclimatice se vor baza în exclusivitate pe datări mai precise, de tipul celor furnizate de metoda dendrocronologică.

Ţinând cont de cele de mai sus, am considerat utilă şi comodă, prin simplificările pe care le aduce, rotunjirea datelor ce reprezintă capetele intervalelor cu care se operează, la valori eşalonate din 50 în 50 de ani (solari). Astfel, precizia cronologică a informaţiei obţinute este de 50 de ani.

www.mnir.ro

Un alt aspect important ce trebuie avut în vedere în interpretarea diagramelor din fig.5.I, 7.J şi 8.E, priveşte semnificaţia lor climatică. Faptul că ele includ informaţii referitoare la două componente ale climei care sunt relativ independente – componenta termică şi componenta hidrică –, contribuie parţial la aspectul de puzzle greu de reconstituit al acestor diagrame. Deşi semnificaţia lor climatică a fost discutată pe larg în paragraful 6., o vom reaminti succint aici. În ceea ce priveşte *timberline*, perioadele de avansare (ridicare) sunt interpretate ca perioade de incidenţă crescută a verilor mai calde şi mai lungi, iar perioadele de retragere (coborâre) a timberline ca intervale cu frecvenţă crescută a verilor reci şi scurte. În cazul *snowline*, retragerea (ridicarea) ei este efectul unui interval de timp cu frecvenţă crescută a verilor mai calde şi mai uscate decât media, şi eventual mai lungi. Invers, avansarea (coborârea) snowline este efectul unui interval de deteriorare a condiţiilor climatice estivale – frecvenţă mare a verilor cu temperaturi medii scăzute, nivel ridicat al precipitaţiilor şi mai scurte. Pentru *nivelul lacurilor* fazele transgresive reflectă perioade de bilanţ hidric excedentar determinat de deteriorarea condiţiilor estivale – scăderea temperaturii medii, scurtarea verii şi mai ales creşterea nivelului precipitaţiilor –, iar fazele regresive reflectă perioade de deficit în bilanţul hidric al lacurilor, efect al verilor lungi, calde şi mai ales uscate.

Aşadar oscilaţiile timberline reflectă în principal variaţiile componentei termice a climei – temperatura medie estivală –, în timp ce oscilaţiile nivelului lacurilor le reflectă în principal pe cele ale componentei hidrice – nivelul precipitaţiilor estivale. Cât despre oscilaţiile snowline, acestea reflectă, în ponderi greu de stabilit, oscilaţiile ambelor componente.

Gradul de încredere al informaţiei din cele trei diagrame este diferit, fapt de va fi avut în vedere în interpretarea acestor rezultate. Dacă diagramele obţinute pe baza oscilaţiilor timberline (5.I) şi snowline (7.J) se bazează pe cantităţi importante de informaţie provenite din multe regiuni, informaţiile incluse în diagrama oscilaţiilor nivelului lacurilor (8.E) au un grad de încredere ceva mai redus. Aceasta se datoreşte faptului că în afară de lacurile din Jura, care formează un eşantion important şi coerent, ele se bazează în plus numai pe informaţiile oferite de un lac din Alpi şi de un altul din Sudul Suediei.

Gradul de încredere al rezultatelor depinde de numărul surselor pe care se bazează informaţiile. Privind diagramele din fig.5.H, 7.G şi 8.A–C se poate observa că gradul de încredere este mai scăzut pentru perioada de început a Holocenului, pentru care informaţiile provin din mai puţine surse. El creşte odată cu scăderea vârstei, astfel încât pentru perioada de după 10000 cal.BP el este deja mult mai ridicat, iar pentru cea de după 6300 cal.BP el este maxim.

Mărimea suprafeţei de pe care provin informaţiile cuprinse în cele trei diagrame condiţionează reprezentativitatea geografică a rezultatelor obţinute. Având în vedere că interpretarea presupune o sintetizare a acestor informaţii, şi că informaţiile cu reprezentativitatea cea mai redusă sunt cele furnizate de oscilaţiile nivelului lacurilor, ce pot fi considerate reprezentative pentru Nordul şi Westul Europei, rezultatele obţinute sunt reprezentative în primul rând pentru acest areal.

Concluzii

Creşterile accentuate şi relativ bruşte înregistrate de ritmul de topire a calotelor glaciare (Ib), debitul apelor de topire (IB) şi ritmul de ridicare a nivelului oceanului planetar (IB) se eşalonează, aşa cum am arătat mai sus (6.1.), în perioada 12200-11100 cal.BP. Ele marchează sfârşitul Dryasului Recent şi începutul Holocenului, a cărui limită inferioară se situează deci în acest interval. Pe baza oscilaţiilor poziţiei timberline şi snowline în Alpi, limita (marcată de reluarea avansării rapide a timberline în altitudine şi de reluarea retragerii rapide a snowline, după retragerea şi respectiv

www.mnir.ro

avansarea datorate Dryasului Recent) poate fi încadrată în perioada 12400-11900 cal.BP. Aceasta măreşte intervalul în care ar putea fi trasată limita inferioară a Holocenului la aproximativ 1300 de ani (12400-11100 cal.BP). Această imprecizie considerabilă se datorează vitezelor de reacţie diferite ale mediilor ce înregistrează oscilaţiile climatice.

Cele mai recente două foraje efectuate în calota glaciară groenlandeză plasează limita Holocen/Pleistocen la 9700±250, respectiv 9600±70 cal.BC, valori obţinute pe baza variaţiei raportului izotopic $^{18}O/^{16}O$ şi a numărării laminelor anuale de gheaţă[98]. Limitele intervalului astfel definit sunt circa 11900-11500 cal.BP.

Cu toate că limita inferioară a Holocenului nu poate fi trasată cu exactitate, din cele de mai sus reiese clar că durata acestei epoci a depăşit 11000 de ani, apropiindu-se poate de 12000 de ani.

În ceea ce priveşte interpretarea climatică, într–o primă etapă a ei am reunit informaţiile climatice din diagramele 5.I, 7.J şi 8.E, obţinând o diagramă compusă ce descrie pe de o parte oscilaţiile componentei termice a climei estivale (ca şi ale duratei anotimpului estival) şi pe de altă parte pe cele ale componentei hidrice a climei estivale – fig.9.A. În această reprezentare ies în evidenţă intervalele cu caracteristici climatice nete, cu alte cuvinte cele pentru care informaţiile climatice nu sunt contradictorii. Acestea sunt:

- perioade cu veri calde, secetoase şi lungi – 12100–11800, 11650–11100, 10700–10500, 8850–8700, 8300–8250, 8150–7750, 7100–6550, 6000–5700, 5100–4850, 4600–4500, 2050–1800 şi 1000–900 cal.BP;
- acestora li se adaugă câteva perioade pentru care lipsesc informaţiile privitoare la pluviometrie – 11100–10950, 7750–7700 şi 1800–1700 cal.BP;
- perioade cu veri reci, ploioase şi scurte – 9750–9650, 7700–7500, 5350–5200, 3350–3000, 2900–2150, 1400–1150 şi 700–300 cal.BP;
- acestora li se adaugă două perioade pentru care lipsesc informaţiile referitoare la pluviometrie – 10900–10850 şi 2150–2100 cal.BP.

Intervalele enumerate mai sus sunt reprezentate în diagrama din fig.9.B. Pentru că, aşa cum arătam mai devreme, precizia cronologică a interpretărilor este de 50 de ani, au fost reprezentate numai intervalele cu durata mai mare de 50 de ani; dintre intervalele cu durata de 50 de ani sunt reprezentate numai cele adiacente intervalelor mai mari şi de acelaşi tip.

Aceste intervale cu caracteristici climatice nete reprezintă perioadele pentru care informaţiile climatice luate în discuţie prezintă cel mai ridicat grad de încredere. De aceea este interesant de observat că majoritatea maximelor şi minimelor puse în evidenţă de către oscilaţiile timberline (6.2.) se încadrează în aceste intervale (8 din 13 maxime şi 3 din 4 minime). Această situaţie poate constitui un argument în sprijinul corectitudinii metodei utilizate pentru sintetizarea rezultatelor, dar şi al coerenţei rezultatelor. Pe de altă parte, faptul că nu toate maximele şi minimele se încadrează în intervalele cu definire climatică netă arată că metoda nu este perfectă şi că reconstituirile climatice prezentate sunt perfectibile.

Mergând mai departe cu interpretarea, am intersectat informaţiile din diagrama 9.A., ţinând cont de gradul de încredere şi semnificaţia climatică a informaţiei furnizate de cele trei tipuri de fenomene (oscilaţiile timberline, snowline şi ale nivelului lacurilor), discutate mai sus. În plus, am disociat cele două componente climatice – termică şi hidrică –, aşa cum o cere dealtfel şi situaţia lor reală.

[98] *Ibidem.*

www.mnir.ro

În cazul laturii termice a climei estivale am considerat că cel mai înalt grad de încredere îl au informaţiile oferite de oscilaţiile timberline, cel mai scăzut grad de încredere îl au cele oferite de oscilaţiile nivelului lacurilor, iar informaţiile oferite de oscilaţiile snowline se află într-o poziţie intermediară din acest punct de vedere. Prin urmare, au fost luate în considerare trei tipuri de intervale:

(i) intervale pentru care informaţiile oferite de oscilaţiile timberline şi snowline concordă, indicând tipul de climă;

(ii) intervale pentru care oscilaţiile snowline nu dau informaţii; chiar dacă cele oferite de oscilaţiile timberline şi ale nivelului lacurilor sunt contradictorii, tipul de climă îl indică în acest caz informaţiile date de ocilaţiile timberline;

(iii) intervale (redate între paranteze sau haşurate) pentru care deşi oscilaţiile timberline şi snowline dau informaţii contradictorii, primele sunt confirmate de informaţiile oferite de oscilaţiile nivelului lacurilor.

Bineînţeles, intervalele izolate care se încadrau într-unul din cele trei tipuri dar aveau durata de 50 de ani nu au fost luate în considerare, ţinând cont de gradul de precizie cronologică a interpretărilor. Pe aceleaşi considerente, intervalele care nu satisfăceau nici una din aceste trei condiţii au fost neglijate atunci când se aflau în interiorul unor intervale incluse într-una din categoriile de mai sus şi nu depăşeau 50 de ani. Astfel a fost obţinută o succesiune (fig.9.C) ce cuprinde:

- perioade cu veri calde şi lungi – 12100–10950, 10700–9900, 9750–9200, 8850–8600, 8450–7700, (7500–7350), 7100–6450, (6400–6300), 6050–5600, 5150–4400, 4200–4000, 2050–1700, 1550–1400, (1150–1000), 1000–800 şi (300–0) cal.BP;
- perioade cu veri reci şi scurte – 12400–12100, 10900–10700, 9750–9650, 9200–9000, 7700–7500, (7300–7100), 5600–5200, 4000–3900, (3900–3700), 3700–3400, 3300–2100, 1400–1150 şi 800–300 cal.BP.

Pentru reconstituirea variaţiilor componentei hidrice a climei estivale am considerat că informaţiile furnizate pe de o parte de oscilaţiile snowline şi pe de altă parte de cele ale nivelului lacurilor au din acest punct de vedere grade de încredere şi semnificaţii echivalente. Prin urmare au fost excluse intervalele pentru care informaţiile provenite din cele două surse erau contradictorii. Au mai fost excluse, la fel ca în cazul precedent, intervalele cu durata de 50 de ani care fie că ofereau informaţii semnificative, dar erau izolate, fie că apăreau în interiorul unui interval pentru care exista informaţie semnificativă. Succesiunea astfel obţinută (fig.9.D) include:

- perioade cu veri secetoase – 12150–11800, 11650–11100, 10850–10500, 9000–8700, 8150–7750, 7100–6550, 6000–5700, 5100–4850, 4600–4500, 3900–3700, 3000–2900, 2100–1800 şi 1000–900 cal.BP;
- perioade cu veri ploioase – 10000–9650, 9450–9300, 8600–8450, 7700–7300, 6450–6000, 5350–5150, 4500–4200, 3350–3000, 2900–2150, 1700–1550, 1400–1000 şi 700–300 cal.BP.

Este de remarcat că ultimul interval cu veri ploioase - 700-300 cal.BP - şi ultimul interval cu veri reci şi scurte – 800–300 cal.BP - corespund în linii mari (ţinând cont şi de gradul de precizie cronologică a acestei reconstituiri) perioadei denumite *Little Ice Age* (a cărei datare variază oricum de la un autor la altul), caracterizată printr-o răcire a climei. Acesta constituie un argument în plus că metoda utilizată pentru sintetizarea rezultatelor este în esenţă corectă.

www.mnir.ro

Atât în cazul oscilaţiilor componentei termice, cât şi în cazul celei hidrice se observă intervale pentru care nu există informaţie, situaţie ce apare, de fapt, şi în ceea ce priveşte cele trei diagrame de bază (fig.5.I, 7.J, 8.E). Aceste intervale reprezintă perioade pentru care informaţiile climatice sunt contradictorii. Situaţia se poate datora (i) impreciziilor cronologice sau (ii) decalajelor generate de vitezele de reacţie diferite ale mediilor avute în vedere, în diverse regiuni, la oscilaţiile climei; ea poate avea însă şi (iii) cauze pur climatice - se poate ca tendinţele antagonice puse în evidenţă de oscilaţiile timberline, snowline şi ale nivelului lacurilor, să fi avut ponderi echivalente în clima respectivelor perioade.

O astfel de perioadă este intervalul 300–0 cal.BP, pentru care informaţiile privitoare la pluviometria sezonului estival sunt contradictorii. Dacă această contradicţie are o cauză climatică (în sensul arătat mai sus), atunci înseamnă că, de exemplu, în intervalele definite ca perioade cu veri secetoase, verile secetoase erau mult mai frecvente şi/sau mult mai secetoase decât ceea ce cunoaştem despre clima ultimelor trei secole. Din păcate nu se poate trece mai departe, la latura cantitativă a interpretărilor - cât de frecvente sau cât de secetoase -, nici în acest caz şi nici în cazul componentei termice a climei estivale. Desigur, unele aprecieri pot fi făcute, pe baza amplitudinii oscilaţiilor timberline şi snowline şi ţinând cont şi de alte informaţii, cum ar fi cele referitoare la variaţia insolaţiei sezoniere de-a lungul timpului. Având însă în vedere că acestea ar putea constitui subiectul unei lucrări cu un volum apropiat de al acesteia, nu le vom aborda aici.

Cu toate impreciziile inerente stadiului actual al cunoştinţelor, reconstituirile prezentate în lucrarea de faţă sunt deja suficiente pentru a pune serios sub semnul întrebării imaginea clasică ce s–a împământenit cu privire la clima Holocenului. Dacă aşa–zisul optimum climatic holocen apare destul de evident – ca tendinţă generală de evoluţie a climei –, în diversele reconstituiri avute în vedere, numeroasele oscilaţii cu frecvenţă mai mică puse în evidenţă, care fragmentează acest optimum şi a căror amplitudine nu este deloc neglijabilă, dovedesc că această imagine simplistă nu mai este suficientă şi că acurateţea metodelor de investigaţie actuale începe să permită obţinerea unei imagini mult mai detaliate şi mai complexe asupra evoluţiei climei în Holocen.

THE HOLOCENE – CHRONOLOGIC AND CLIMATIC DATA

Abstract

Tha paper includes a review of several aspects of the stratigraphic classification and chronology of the Holocene, as well as some palaeoclimatic reconstructions.

From the geochronologic point of view, the Holocene is an epoch of the Quaternary period. Defined principally on climatic criteria, it represents the interglacial that followed after the last glacial. Several other terms have been used or are still in use for designating the Holocene, depending on the criteria used to define it and the localities where it was defined: Postglacial, Flandrian, Versilian, Grimaldian. The lower limit of the Holocene is also defined mainly on climatic criteria – as the end of the last glacial –, which renders it imprecise. Consequently, this limit has been arbitrarilly placed at 10000 BP (approx. 11200 cal.BP).

A short review is given of the definition by A.Blytt and R.Sernander of the Holocene stratigraphic classification which bears their names. Originally defined by characters which ascribed them (though not entirely) to biozones, as well as to lithozones, climatic zones and chronostratigraphic or

www.mnir.ro

geochronologic units, the subdivisions of the Blytt–Semander classification presently have only a chronostratigraphic meaning. Their use as chronostratigraphic units is nevertheless affected by imprecision because of the different chronologic values they are given by different authors.

Pollen zones and zonations are defined in the paper; their basic principles of definition, as well as their evolution, are reviewed. Intensely used for a long time in large–scale stratigraphic correlations in the Holocene, pollen zonations have in fact little value for this type of correlations, due to the diversity of continental environments, which generates a corresponding diversity of synchronous pollen assemblages. Very practical in the reconstruction of the local vegetation history, pollen zones are presently used only in local–scale correlations.

Some aspects of the Holocene climate history are assessed on the basis of the climatic signal borne by different processes – the variations of the sea–level and the oscillations of the timberline, snowline and glacial lake levels. The sea–level variations and the rhythm of the isostatic deglacial uplift of the Scandinavian Peninsula are concurrent, proving that the deglaciation has been a pulsatory process that started no later than 20800 cal.BP. The information yielded by the evolution of deglacial processes places the lower limit of the Holocene somewhere between 12200 and 11100 cal.BP. The position of the timberline (which represents the upper altitudinal limit of forests in montane regions and the northern latitudinal limit of forests in the Northern Hemisphere) is controlled by summer temperatures and the duration of the summer season – periods with high incidence of warm, long summers witness altitudinal advances of the timberline, whereas during periods characterized by a high frequency of cold, short summers, the timberline retreats. The snowline (term designating the lower altitudinal limit of montane glaciers) oscillations are controlled by summer temperatures and precipitations, but also by the duration of the summer season – snowline retreats are induced by periods with high incidence of warm, dry and long summers, whereas snowline advances occur during periods characterized by a high frequency of cold, humid and short summers. Glacial lake level oscillations are controlled by summer precipitations and temperatures – low glacial lake levels are frequent in periods with high incidence of dry, warm summers, whereas periods characterized by a high frequency of humid, cold summers witness frequent high glacial lake levels.

The correlation of reconstructions drawn in several regions for the Holocene oscillations of timberline, snowline and glacial lake levels leads to the definition of several time intervals on the basis of their summer climate. The method used for defining them, as well as the representativity and reliability of these informations, are analysed. Intervals with prevailing warm and long summers: 12100–10950, 10700–9900, 9750–9200, 8850–8600, 8450–7700, 7500–7350, 7100–6450, 6400–6300, 6050–5600, 5150–4400, 4200–4000, 2050–1700, 1550–1400, 1150–1000, 1000–800 and 300–0 cal.BP. Intervals with predominating cold and short summers: 12400–12100, 10900–10700, 9750–9650, 9200–9000, 7700–7500, 7300–7100, 5600–5200, 4000–3900, 3900–3700, 3700–3400, 3300–2100, 1400–1150 and 800–300 cal.BP. Dry summers were frequent in the 12150–11800, 11650–11100, 10850–10500, 9000–8700, 8150–7750, 7100–6550, 6000–5700, 5100–4850, 4600–4500, 3900–3700, 3000–2900, 2100–1800 şi 1000–900 cal.BP intervals, whereas humid summers prevailed in the 10000–9650, 9450–9300, 8600–8450, 7700–7300, 6450–6000, 5350–5150, 4500–4200, 3350–3000, 2900–2150, 1700–1550, 1400–1000 şi 700–300 cal.BP intervals.

www.mnir.ro