

ogljik in ga datirajo. Te datacije so navadno nekoliko starejše kot radiokarbonske datacije rastlinskih makrofosilov (Barnekow s sod. 1998; Björck in Wohlfarth 2001), verjetno zaradi vpliva "trde vode", erozije tal ali pa preprosto tega, da je od smrti rastline do njene razgradnje in odložitve v jezero lahko minilo več desetletij. Poleg rastlinskih makrofosilov se za radiokarbonsko datiranje lahko uporabljajo še živalski ostanki (npr. žuželk), pelod in **fitoliti**, vendar pa je takšno datiranje redko. Omenjeni fosilni ostanki se na vseh najdiščih namreč ne pojavljajo v dovolj velikih količinah, fitoliti pogosto ne vsebujejo organskega ogljika, pelodne vzorce pa je pred radiokarbonskim datiranjem tudi težko očistiti neželeznega organskega materiala.

Poleg radiokarbonskega datiranja lahko našo kronologijo izboljšajo tudi **tefrokronološke** raziskave. Tefrokronologiji v zaporedju sedimentov poiščejo plasti vulkanskega prahu in po obliki in kemični sestavi drobcev sklepajo o izvoru pepela in času vulkanskega izbruha (Turney in Lowe 2001). Metoda temelji na dejstvu, da se vulkanski pepel po zraku prenaša na velike razdalje, tako da se ob vsakem izbruhu pepel enake sestave odloži na zelo prostranem območju. V globokih jezerih z laminiranimi sedimenti za določanje starosti sedimenta lahko štejemo tudi varve (= letne plasti, lamine), podobno kot pri dendrokronologiji (Lamoreux 2001; glej I. del/2.6.1). Za določanje starosti plasti, mlajših od leta 1950 n. št., lahko uporabljamo tudi svinčev izotop  $^{210}\text{Pb}$  (Appleby 2001).

#### RADIOKARBONSKO ( $\text{C}_{14}$ -)DATIRANJE

Zemeljsko ozračje poleg stabilnega ogljika ( $^{12}\text{C}$ ) vsebuje tudi radioaktivni ogljikov izotop ( $^{14}\text{C}$ ), ki nastaja v zgornjem delu atmosfere ob delovanju kozmičnih žarkov na atome dušika. Količina posameznih ogljikovih izotopov v atmosferskem  $\text{CO}_2$  se s časom rahlo spreminja in je odvisna od sončevega sevanja, zemeljskega magnetnega polja, kroženja ogljika in vulkanizma. Oba izotopa se ob dihanju vgrajujeta v žive organizme, ko pa ti umrejo, začne nestabilni radioaktivni ogljik ( $^{14}\text{C}$ ) razpadati v dušik ( $^{14}\text{N}$ ). V 5568 letih (= razpolovna doba) ga razpade polovica in glede na preostalo količino  $^{14}\text{C}$  v vzorcu lahko določimo njegovo starost (Libby s sod. 1949; Libby 1955). Radiokarbonski laboratoriji izmerjeno starost prikažejo v letih pred sedanostjo (BP = angl. "before present"), tj. pred letom 1950, ko razmerje med izotopoma še ni bilo tako zelo porušeno zaradi jedrskih poskusov. Ker pa se je razmerje med količino posameznih izotopov v atmosferi skozi čas spreminjalo, teh radiokarbonskih datacij ne moremo enačiti s koledarskimi leti. Za pretvorbo v koledarska leta se uporablja kalibracijska krivulja "INTCAL 09", ki temelji na absolutno datiranih branikah dreves (irske in nemške dendrokronološke hrastove in borove krivulje) v kombinaciji z laminiranimi morskimi sedimenti in  $^{14}\text{C}/\text{U}$ -Th-datiranimi koralami (Stuvier s sod. 1998; Reimer s sod. 2009). Kalibracijska krivulja je bila pred kratkim dopolnjena še z analizo laminiranega sedimenta jezera Suigecu z Japonskega, kar je močno izboljšalo kalibracijsko krivuljo za obdobje med pribl. 12.500 in 50.000 cal. BP (Ramsey s sod. 2012). Računalniški programi za kalibriranje radiokarbonskih datacij so prosto dostopni na spletu (OxCal 4.1: <http://c14.arch.ox.ac.uk/embed.php?File=oxcal.html> in CALIB 5.0: <http://calib.qub.ac.uk/calib/>). Seveda pa zaradi statistične negotovosti meritve in radiacije v ozadju starosti vzorca ne moremo določiti do (koledarskega) leta natančno. Navadno se navaja časovni razpon ( $2\sigma$ ) s 95%-verjetnostjo, da gre za "pravo" starost analiziranega vzorca.