

Stratigrafia isotopica

Introduzione

La chemostratigrafia (stratigrafia chimica) nasce dall'applicazione delle metodologie della geochimica alla stratigrafia e si occupa della variazione nel tempo della composizione chimica delle rocce sedimentarie.

Il principio si basa sul presupposto che nel tempo geologico l'acqua ha subito variazioni chimico-fisiche che sono registrate nelle rocce sedimentarie sia nella loro composizione in elementi minori, in elementi in tracce, o nei rapporti isotopici degli elementi maggiori che la compongono.

Introduzione

La stratigrafia isotopica studia le variazioni nel tempo del rapporto degli **isotopi stabili** di alcuni elementi chimici.

Gli isotopi stabili non sono soggetti a decadimento radioattivo e il loro rapporto è costante nel sistema Terra e dominato da uno di essi.

Le fluttuazioni nel tempo dei rapporti isotopici sono dovute a grandi variazioni climatico-ambientali e sono sincrone su scala globale.

Le misure vengono fatte sia sul materiale biogenico isolato, sia sulla roccia sedimentaria carbonatica.

Gli organismi che secernono le loro parti dure (conchiglie, ossa, denti) lo fanno in equilibrio con il rapporto isotopico dell'acqua del momento.

Le variazioni isotopiche non sono definibili univocamente nel tempo, quindi devono essere sempre calibrate con tecniche biostratigrafiche e/o radiometriche.

Isotopi stabili

Gli isotopi stabili più usati sono quelli di:

Ossigeno	^{16}O	^{18}O
Carbonio	^{13}C	^{12}C
Stronzio	^{86}Sr	^{87}Sr
Zolfo	^{34}S	^{32}S

Le tecniche sugli isotopi dell'Ossigeno sono state messe a punto a partire dagli anni '50 da Cesare Emiliani e ora gli "oxygen isotope stages" sono molto usati come base per la stratigrafia del Terziario e del Quaternario.

Gli isotopi del Carbonio sono stati studiati a partire dagli anni '70 per ottenere una stratigrafia isotopica del Carbonio e per avere informazioni sulla storia della paleoproduttività degli oceani.

Gli studi sugli isotopi dello Stronzio e dello Zolfo sono più recenti

Metodologia

Le misure sono basate sul rapporto tra gli isotopi stabili di un elemento. Si intende come **delta (δ)** rapporto tra l'isotopo più pesante e quello più leggero.

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}$$

$$\delta^{13}\text{C} = \frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}$$

$$\delta^{87}\text{Sr} = \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$$

$$\delta^{34}\text{S} = \frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}}$$

Oltre al campione in studio viene analizzato un **campione standard**, in modo da poter confrontare analisi eseguite in tempi diversi o con attrezzature diverse.

Nei carbonati lo standard originalmente utilizzato era un rostro di belemnite proveniente dalla Pee Dee Fm del Cretaceo Sup. della South Carolina, per cui i valori vengono calibrati con la **PDB** (Pee Dee Belemnite).

Isotopi dell'Ossigeno recenti sono calibrati con la media standard dell'acqua oceanica (**SMOW**: Standard Mean Oceanic Water).

Isotopi dell'Ossigeno

L'Ossigeno ha due isotopi stabili: ^{18}O e ^{16}O .

In media negli oceani attuali (Standard Mean Oceanic Water)

$$\text{SMOW} = \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} = 1/500 = 0.2\%$$

Lo SMOW è costante in ogni parte del mondo

Isotopi dell'Ossigeno

Esistono 5 fattori primari che influenzano il rapporto $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$.

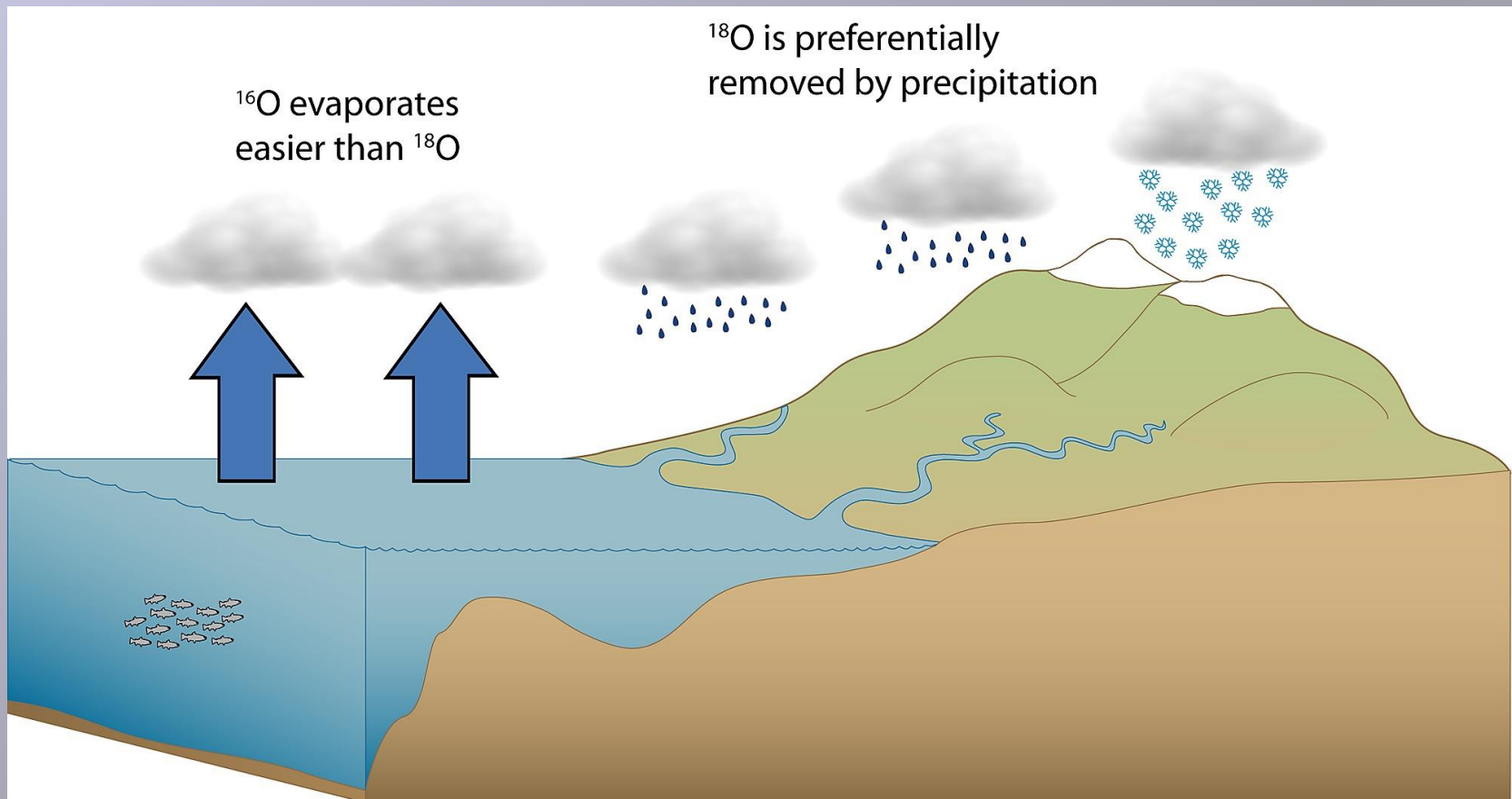
Per studiare l'influenza di uno di essi, bisogna conoscere o stimare tutti gli altri.

I fattori sono:

1. Composizione isotopica dell'acqua oceanica
2. Temperatura
3. Fase mineralogica
4. Effetto vitale
5. Diagenesi

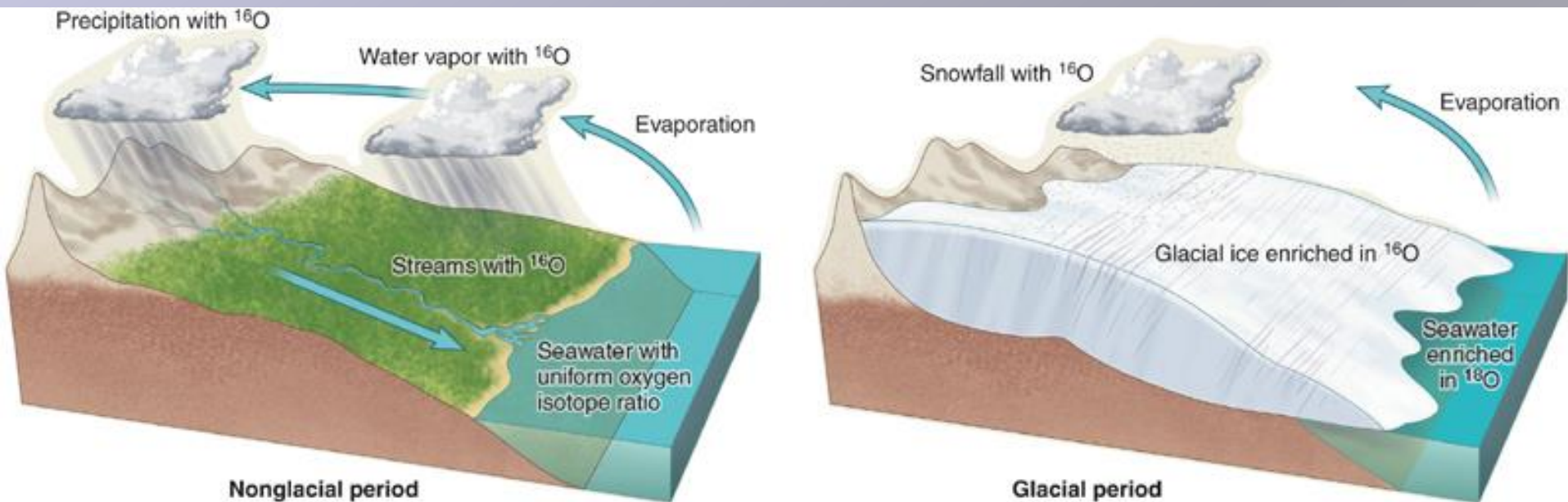
$\delta^{18}\text{O}$ - Composizione isotopica dell'acqua oceanica

L' ^{18}O è più pesante dell' ^{16}O , quindi evapora maggiormente l'isotopo più leggero; analogamente "piove" più ^{18}O che ^{16}O .



$\delta^{18}\text{O}$ - Composizione isotopica dell'acqua oceanica

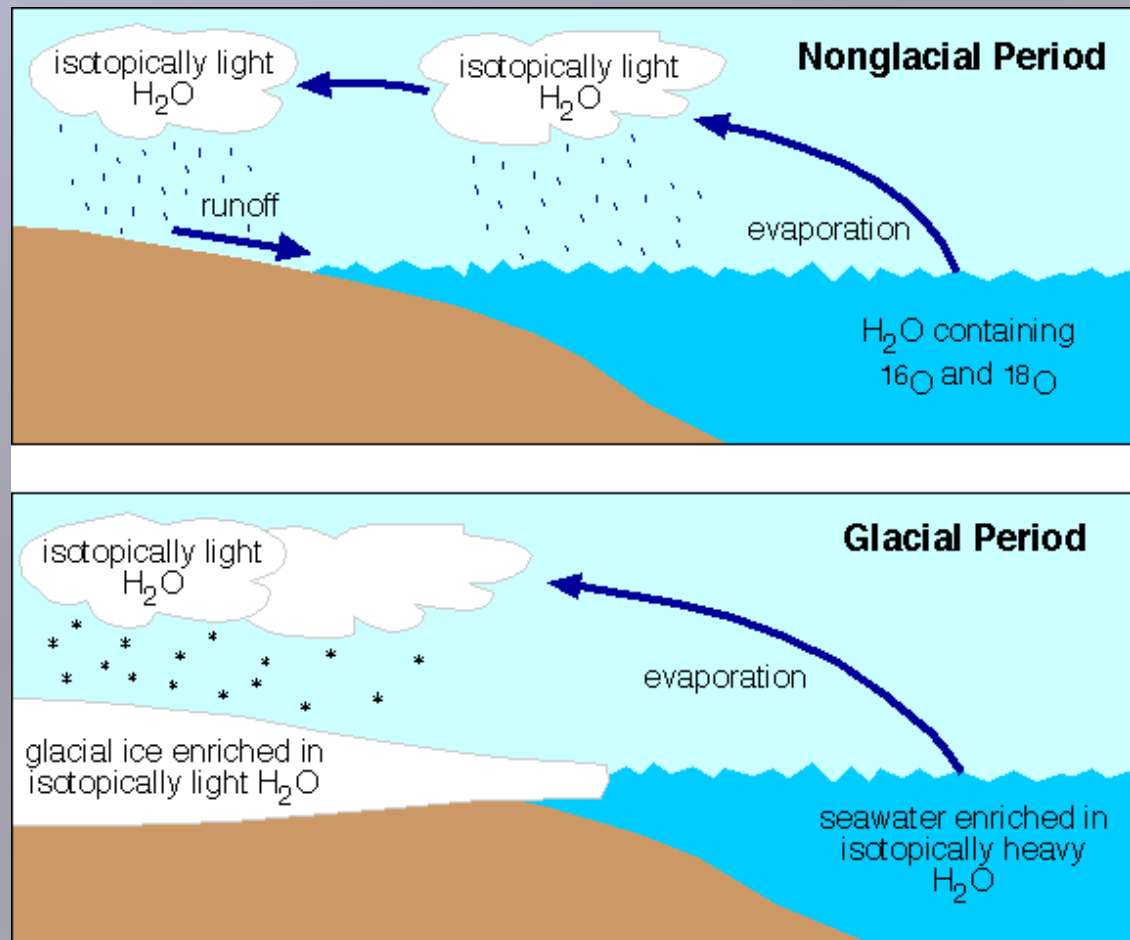
Il risultato di questo processo è che si registra un progressivo arricchimento di ^{16}O alle alte latitudini e nella neve: l'acqua H_2^{16}O si accumula preferenzialmente nelle calotte polari.



$\delta^{18}\text{O}$ - Composizione isotopica dell'acqua oceanica

Ne consegue che i carbonati precipitati durante i periodi di grande estensione delle calotte polari hanno un $\delta^{18}\text{O}$ più positivo di quelli depositatesi quando i ghiacci sono ridotti.

Anche la **salinità** è affetta analogamente su scala regionale: le acque dolci sono più ricche in ^{16}O di quelle marine. Quindi i carbonati di acqua dolce hanno un $\delta^{18}\text{O}$ più negativo di quelli di acqua marina. Carbonati precipitati in acque ipersaline hanno un $\delta^{18}\text{O}$ più positivo delle acque marine normali.



$\delta^{18}\text{O}$ – Temperatura e Fase mineralogica

Temperatura

I carbonati precipitati in acque più calde incorporano più ^{16}O e meno ^{18}O di quelli di acque fredde (quindi hanno un $\delta^{18}\text{O}$ più negativo). Ne risulta una frazionatura di circa 0.22‰PDB per 1°C.

Fase mineralogica

I campioni di foraminiferi **aragonitici** sono arricchiti del 0.6‰ rispetto a quelli calcitici, a causa delle differenze nelle frequenze vibrazionali degli ioni carbonato.

La **calcite magnesiacca** è arricchita rispetto alla calcite di 0.6‰ per mole % MgCO_3 , a 25°C.

O₂ – Effetto vitale e Diagenesi

Effetto vitale

Molte specie non secernono il loro CaCO₃ in equilibrio con l'acqua marina a causa di processi metabolici.

Questo “effetto vitale” è diverso nei vari taxa di uno stesso habitat.

In generale **foraminiferi planctonici, piccoli foraminiferi bentonici e i nannofossili calcarei sono maggiormente in equilibrio** di grandi foraminiferi bentonici, echinodermi e coralli.

Diagenesi

I valori di $\delta^{18}\text{O}$ sono facilmente obliterati dalla diagenesi e da alterazione meteorica e termica.

I fluidi tendono a trasportare preferenzialmente gli isotopi più leggeri e quindi a rendere il $\delta^{18}\text{O}$ più negativo.

Gli esemplari usati negli studi isotopici devono quindi non aver subito obliterazioni diagenetiche. In generale i microfossili trovati in perforazioni sono meglio conservati di quelli in successioni cratoniche (ma non è sempre vero).

$\delta^{18}\text{O}$ – Applicazioni

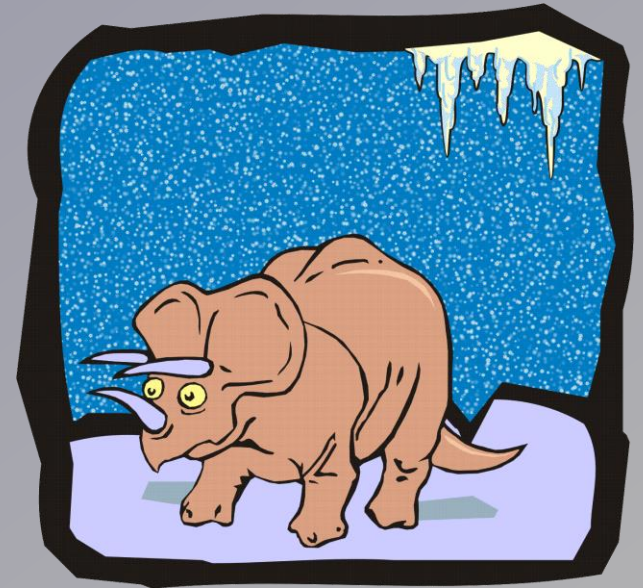
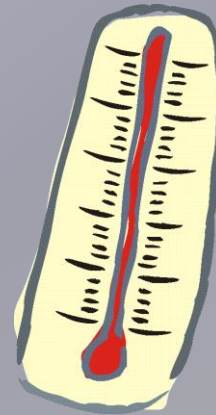
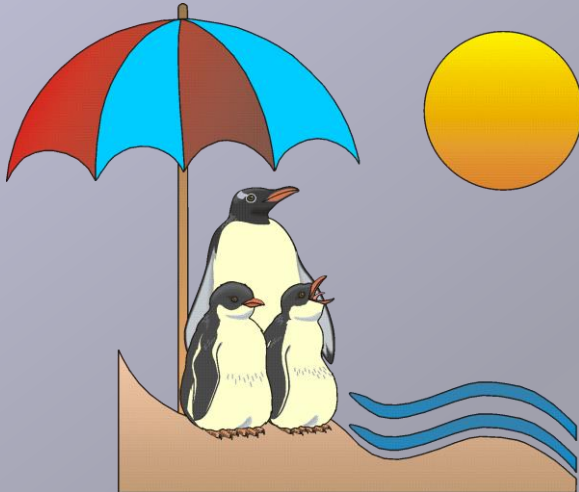
I microfossili provenienti da sedimenti marini profondi hanno avuto un ruolo fondamentale nella ricostruzione di:

paleotemperature;

variazioni nel volume di ghiacci (negli ultimi 100 milioni di anni).

Forniscono informazioni anche su

paleosalinità

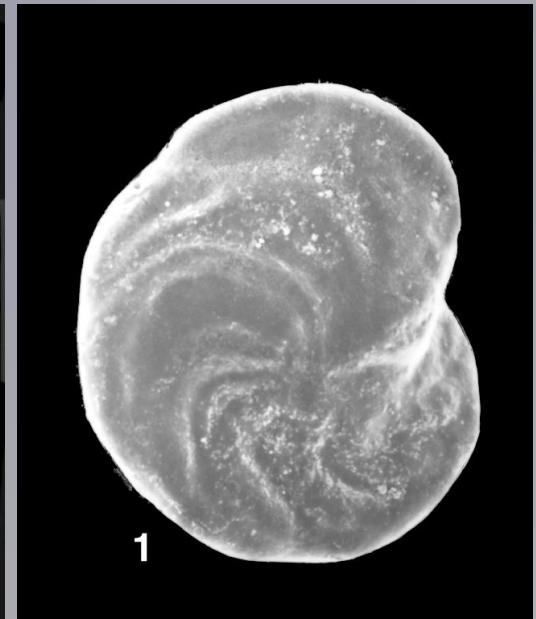
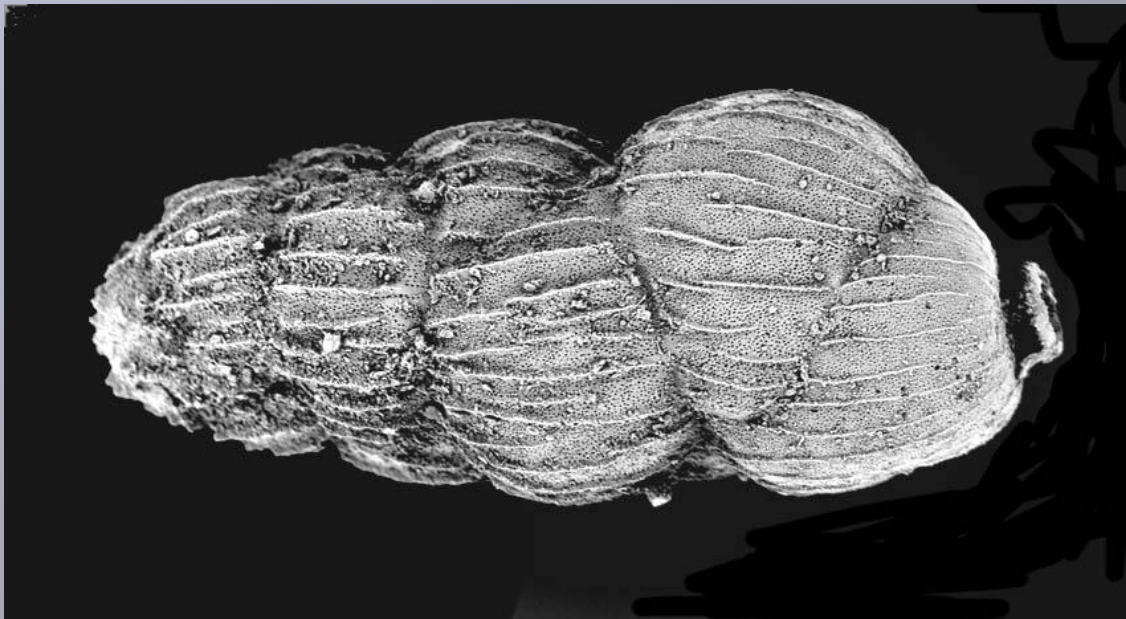


$\delta^{18}\text{O}$ – Applicazioni stratigrafiche

La “icehouse” del Quaternario

Se si assume che la temperatura delle acque profonde resti stazionaria durante i cicli glaciali-interglaciali, si possono ottenere informazioni sul volume dei ghiacci in base al $\delta^{18}\text{O}$ di piccoli foraminiferi bentonici, quali *Uvigerina* e *Fontbotia*.

I dati sono correlabili su scala globale



$\delta^{18}\text{O}$ – Applicazioni stratigrafiche

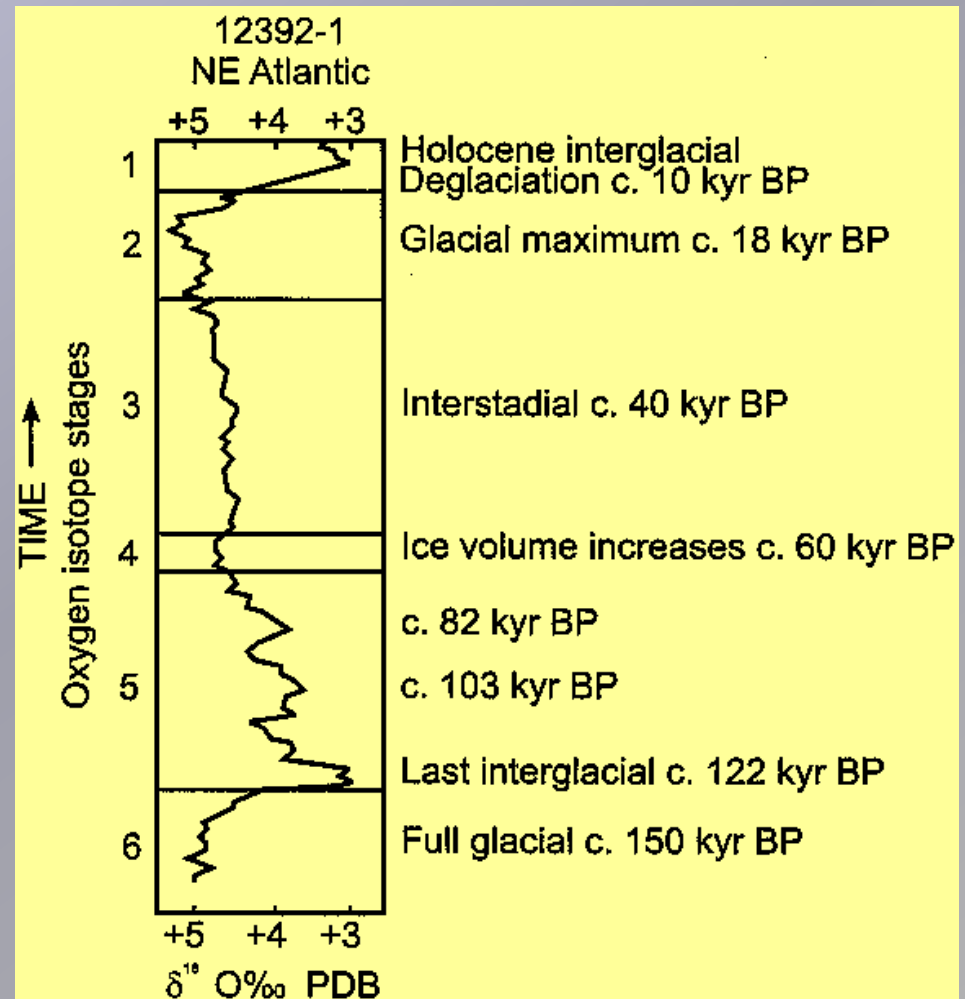
La "icehouse" del Quaternario

Gli stadi isotopici di Emiliani caratterizzati da numeri dispari indicano le fasi calde; i numeri pari i periodi glaciali.

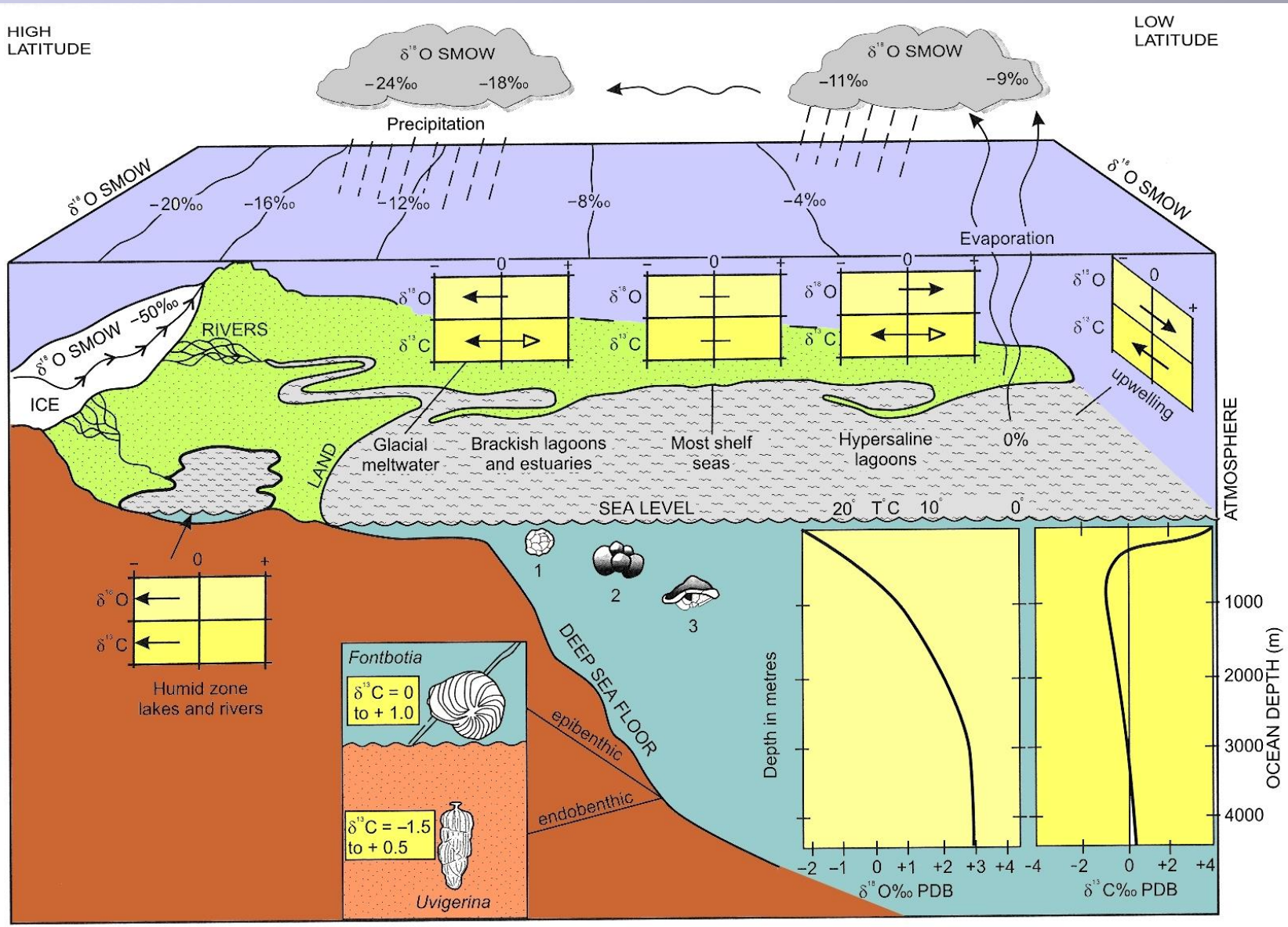
Si sono verificati due massimi glaciali circa 150 mila e 20 mila anni fa (fasi 6 e 2)

Variazioni rapide verso condizioni interglaciali sono datate circa 122 mila e 10 mila anni fa (fasi 5e e 1)

Temporanei aumenti del volume di ghiaccio sono registrati 103 mila (5c), 82 mila (5a) e 40 mila (3) anni fa.



$\delta^{18}\text{O}$ – Riepilogo



Isotopi del Carbonio

Il Carbonio non è solo un elemento fondamentale per la vita sulla Terra, ma **regola il clima** (tramite la CO_2) e **consente l'ossigenazione dell'atmosfera** (tramite la fotosintesi).

Sulla superficie terrestre il Carbonio si trova sia nei reservoir ossidanti (come CO_2 , HCO_3^- e minerali carbonatici), sia nei reservoir riducenti (materia organica, idrocarburi fossili e Carbonio nativo).

Nei reservoir ossidanti la quantità di CO_2 e HCO_3^- disciolta negli oceani è di gran lunga maggiore di quella presente come CO_2 nell'atmosfera.

Esistono due isotopi stabili del Carbonio: ^{12}C (98.9%) e ^{13}C (1.1%).

Il rapporto $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ nella CO_2 gassosa nell'atmosfera (attualmente -7‰ PDB) è isotopicamente più leggero di quella di CO_2 e HCO_3^- disciolti negli oceani (attualmente -1‰ PDB), ma un equilibrio isotopico è mantenuto a causa dell'effetto rimescolante di venti e onde.

Isotopi del Carbonio

In un mondo inerte il rapporto $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ nella HCO_3^- marina rifletterebbe quello del carbonio primordiale (-5‰ $\delta^{13}\text{C}$ PDB).

Invece nel mondo vivente tale rapporto è molto più negativo, perchè gli organismi autotrofi preferiscono utilizzare durante la fotosintesi l'isotopo ^{12}C più leggero.

La materia organica vivente ha quindi un $\delta^{13}\text{C}$ medio fortemente negativo (-26‰), mentre il $\delta^{13}\text{C}$ negli oceani e nell'atmosfera sono conseguentemente impoveriti in ^{12}C ($\delta^{13}\text{C}$ positivo).

Il nannoplancton calcareo e alcuni foraminiferi di acque superficiali secernono gusci carbonatici dove i valori di $\delta^{13}\text{C}$ sono circa in equilibrio con l' HCO_3^- delle acque superficiali (circa $+2\text{‰}$ $\delta^{13}\text{C}$ PDB).

Per gli isotopi del Carbonio non è importante il valore assoluto, ma le variazioni nel tempo, che sono correlabili su scala globale.

Isotopi del Carbonio

Esistono 7 fattori primari che influenzano il rapporto $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$.

- 1. Produttività delle acque superficiali*
- 2. Ossidazione biologica*
- 3. Upwelling e rimescolamento*
- 4. Effetto del microhabitat*
- 5. Seppellimento di Carbonio*
- 6. Effetto vitale*
- 7. Diagenesi*

Fattori influenzanti il $\delta^{13}\text{C}$

Produttività delle acque superficiali

Dove la produttività primaria è alta, ^{12}C è preferenzialmente rimosso dagli oceani e dall'atmosfera. Un aumento di produttività produce un aumento nel gradiente $\Delta\delta^{13}\text{C}$ tra il benthos e il plankton e può provocare uno spostamento temporaneo verso valori di $\delta^{13}\text{C}$ più positivi.

Ossidazione biologica

La respirazione degli organismi nella colonna d'acqua e sui fondali genera un ritorno di ^{12}C nella colonna d'acqua. Un aumento dell'ossidazione biologica produce un calo nel gradiente $\Delta\delta^{13}\text{C}$ e può provocare uno spostamento temporaneo verso valori di $\delta^{13}\text{C}$ più negativi.

Fattori influenzanti il $\delta^{13}\text{C}$

Upwelling e rimescolamento

In aree dove risalgono in superficie acque impoverite di ^{12}C , ne risulta che il $\delta^{13}\text{C}$ delle acque superficiali è conseguentemente abbassato (es. Perù). Una simile riduzione del $\delta^{13}\text{C}$ può essere generata dalla stagnazione stagionale estiva delle acque sulla piattaforma (es. costa Est degli Stati Uniti) o dall'influenza di acque fluviali ricche di humus in zone costiere (es. parte Nord della Florida Bay).

Diagenesi

Il $\delta^{13}\text{C}$ è meno soggetto ad alterazioni dovute alla diagenesi di quanto non sia il $\delta^{18}\text{O}$. Tuttavia molti fluidi tendono a mobilizzare ^{12}C e quindi a rendere il rapporto più negativo

Fattori influenzanti il $\delta^{13}\text{C}$

Seppellimento di Carbonio

I fattori che aumentano la quantità di materia organica nei sedimenti provocano un innalzamento del $\delta^{13}\text{C}$ dell'intero sistema oceani-atmosfera. Questi fattori sono, ad esempio, l'aumento di produttività primaria, un aumento di stagnazione delle acque mediamente profonde o di fondo, aumenti del tasso di sedimentazione.

Effetto del microhabitat

E' un gradiente proprio dei sedimenti in cui il $\delta^{13}\text{C}$ dell'acqua interstiziale diventa progressivamente meno in equilibrio con l'acqua marina con l'aumentare della profondità.

Fattori influenzanti il $\delta^{13}\text{C}$

Effetto vitale

Esistono differenze tra i vari taxa nella proporzione della HCO_3^- preso dall'acqua marina (circa 0‰ $\delta^{13}\text{C}$ PDB) e dal citoplasma (circa -28‰ PDB). In generale i foraminiferi mostrano un frazionamento minore di quello degli echinodermi e dei coralli, ma alcune specie presentano un “effetto vitale”. La frazionatura può anche cambiare durante la crescita (es. i rotalidi diventano più positivi; i miliolidi più negativi). Quando possibile, negli studi sulle variazioni nel tempo è buona norma usare una sola specie ed esemplari delle stesse dimensioni.

Gradienti

Al di sotto della zona fotica si registra un ritorno di ^{12}C nella colonna d'acqua a causa della degradazione del fitoplancton e della presenza di CO_2 generata dalla respirazione.

Nell'Atlantico ciò è provato da un $\delta^{13}\text{C}$ meno positivo nei foraminiferi di acqua più profonda (da +1‰ a +0.5‰ PDB).

Nell'attuale oceano Pacifico, dove la larghezza è molto ampia e le acque profonde sono relativamente vecchie, la maggior parte dell'Ossigeno è stata rimossa dalla respirazione: l'indice di utilizzo apparente dell'Ossigeno e il $\delta^{13}\text{C}$ sono più bassi (da -0.5‰ a 0.0‰ PDB).

$\delta^{13}\text{C}$ - Gradienti

Sui fondali oceanici attuali le acque di fondo, che si sono originate in zone polari poco profonde, favoriscono la ventilazione e trasportano una quantità maggiore di ^{13}C .

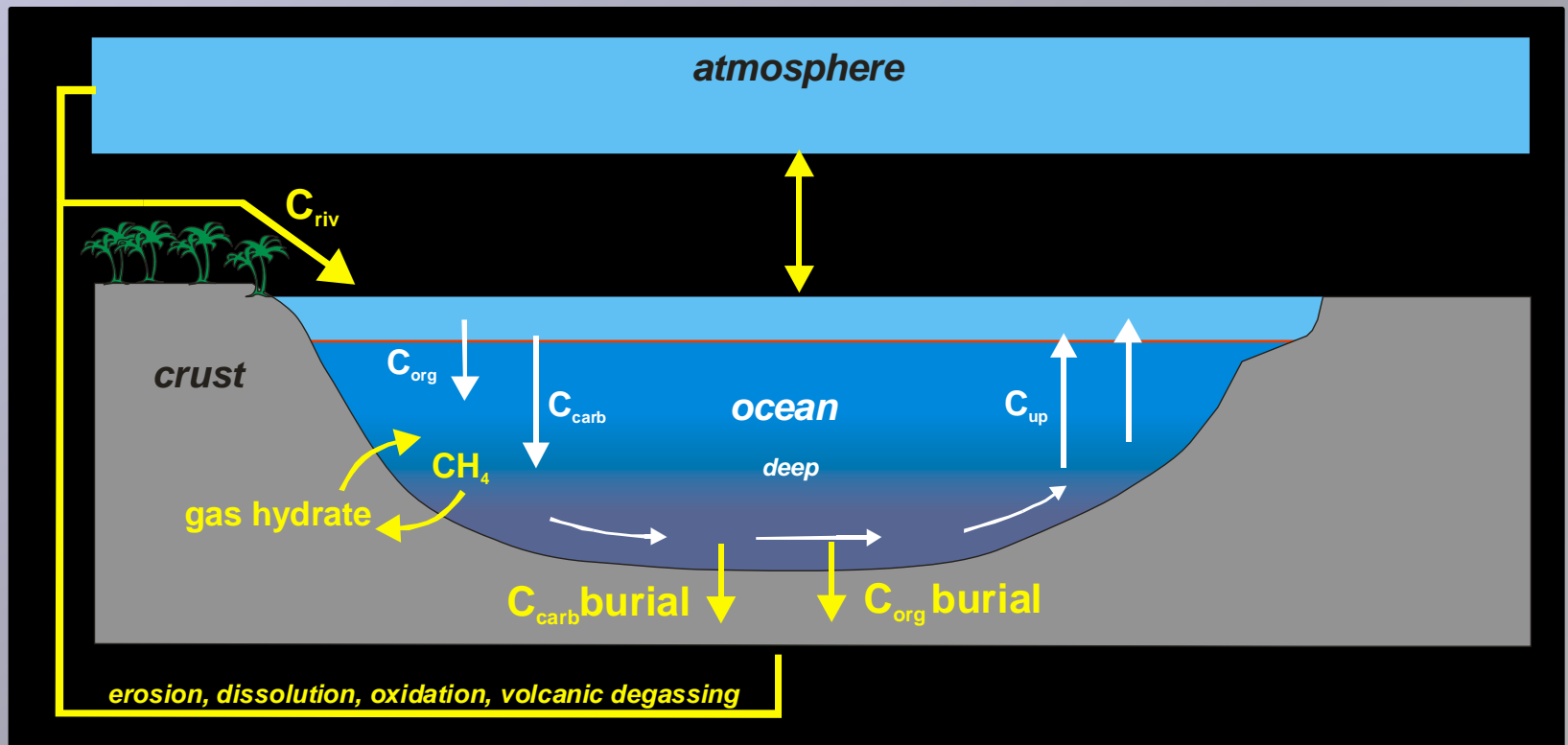
Al di sotto dell'interfaccia acqua-sedimento il decadimento di materia organica ad opera dei batteri rilascia nelle acque interstiziali CO_2 arricchita di ^{12}C .

Di conseguenza esistono **gradienti** sia nella colonna d'acqua, sia tra questa e il sedimento. Tali gradienti sono inversamente proporzionali alle concentrazioni di ossigeno e di fosforo, perché la degradazione organica rimuove ossigeno dalla colonna d'acqua e restituisce ^{12}C e fosforo.

Questi gradienti possono essere misurati calcolando le differenze nel $\delta^{13}\text{C}$ ($\Delta\delta^{13}\text{C}$) tra microfossili di acque di superficie (es. *Globigerinoides* o nannoplancton calcareo) e specie epibentoniche coesistenti (es. *Fontbotia wuellerstorfi*) oppure tra specie epibentoniche e specie infaunali (es. *Uvigerina*).

Carbon cycle

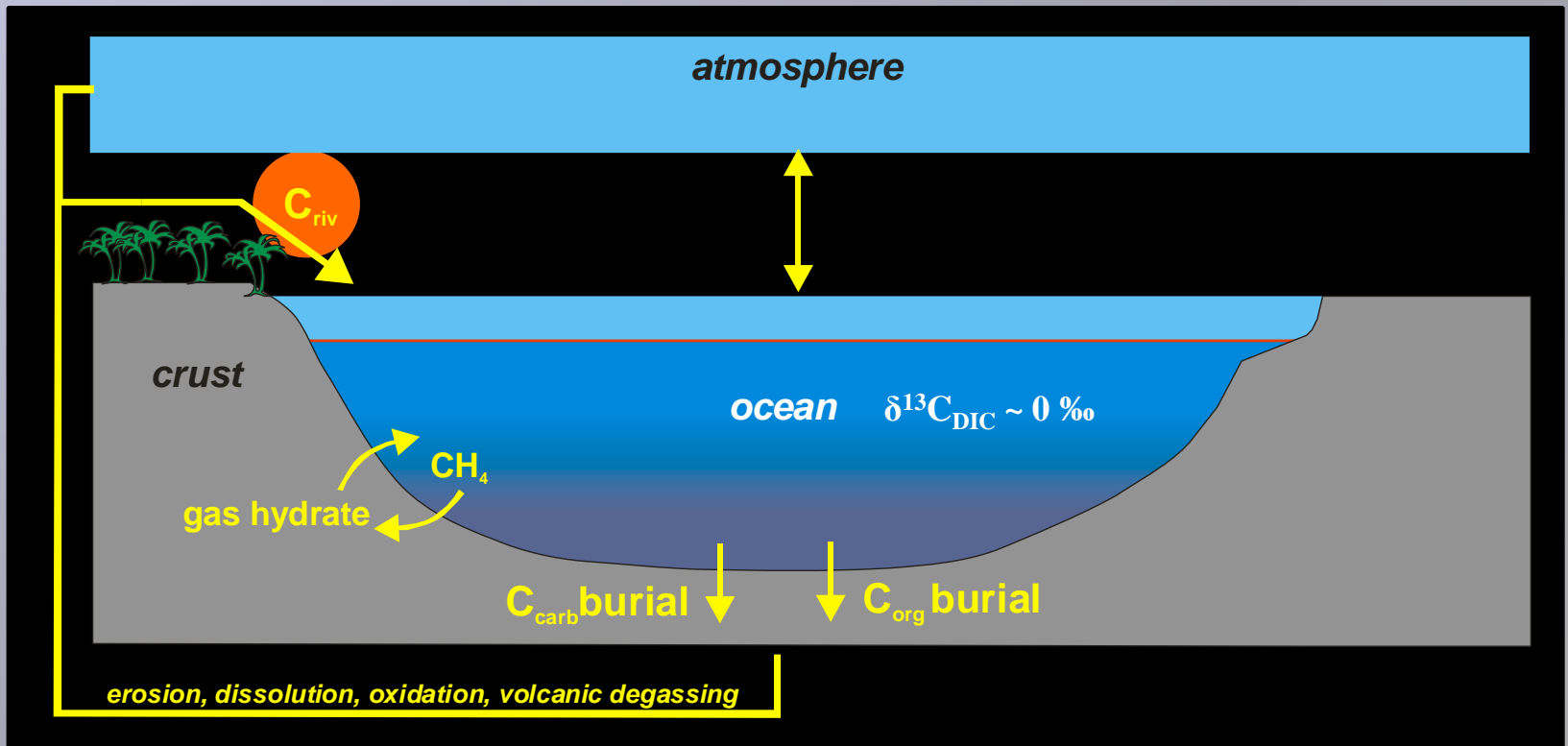
- carbonates were mainly precipitated in surface waters
- $\delta^{13}\text{C}$ of carbonates represents the surface water $\delta^{13}\text{C}$ signal



Carbon Cycle

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{riv}} \sim -6\text{‰}$$

enhanced riverine input will decrease $\delta^{13}\text{C}$ of the ocean



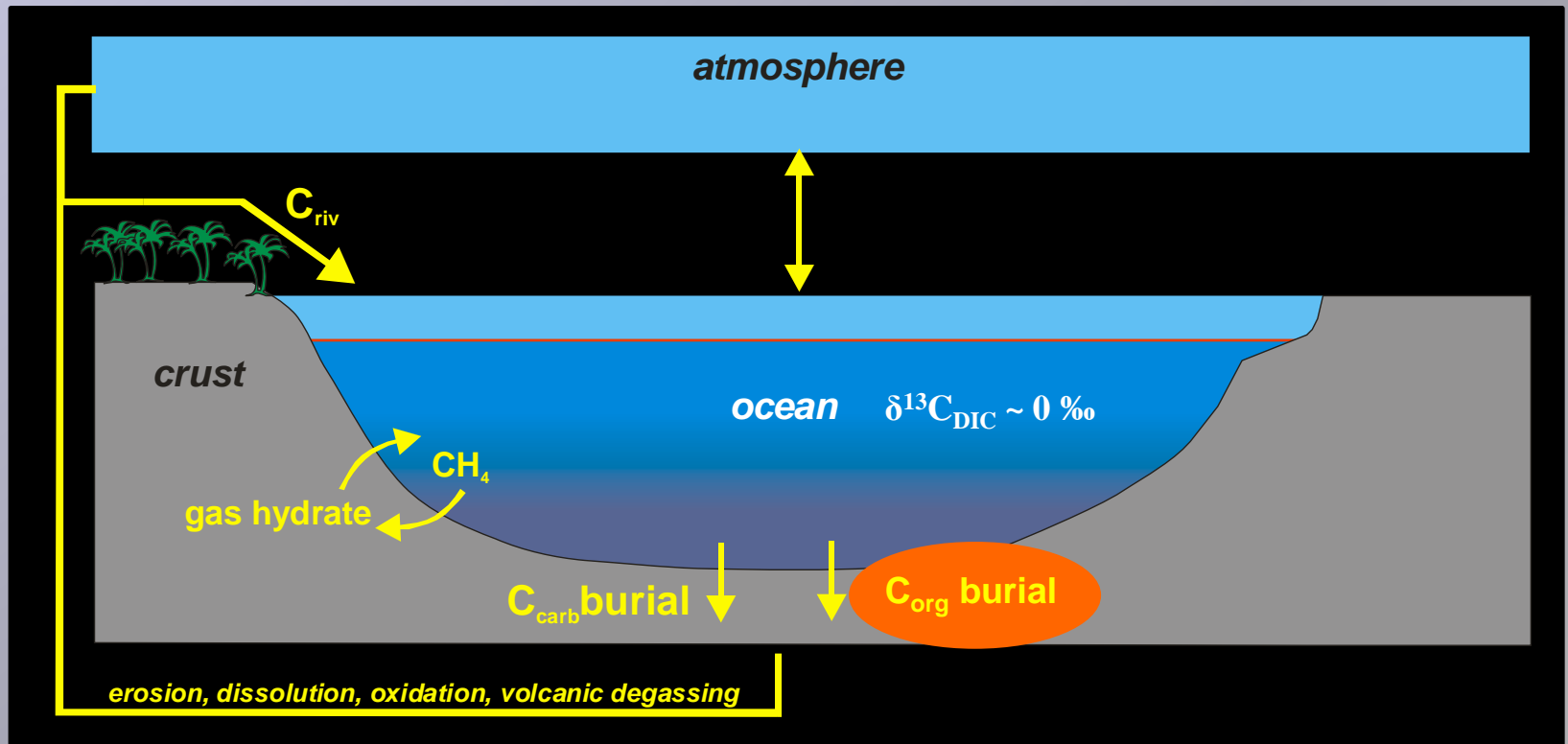
Carbon Cycle

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{riv}} \sim -6\text{‰}$$

enhanced riverine input will decrease $\delta^{13}\text{C}$ of the ocean

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} \sim -20 \text{ to } -30\text{‰}$$

enhanced C_{org} burial will increase $\delta^{13}\text{C}$ of the ocean



Carbon Cycle

$\delta^{13}\text{C}_{\text{riv}} \sim -6\text{‰}$

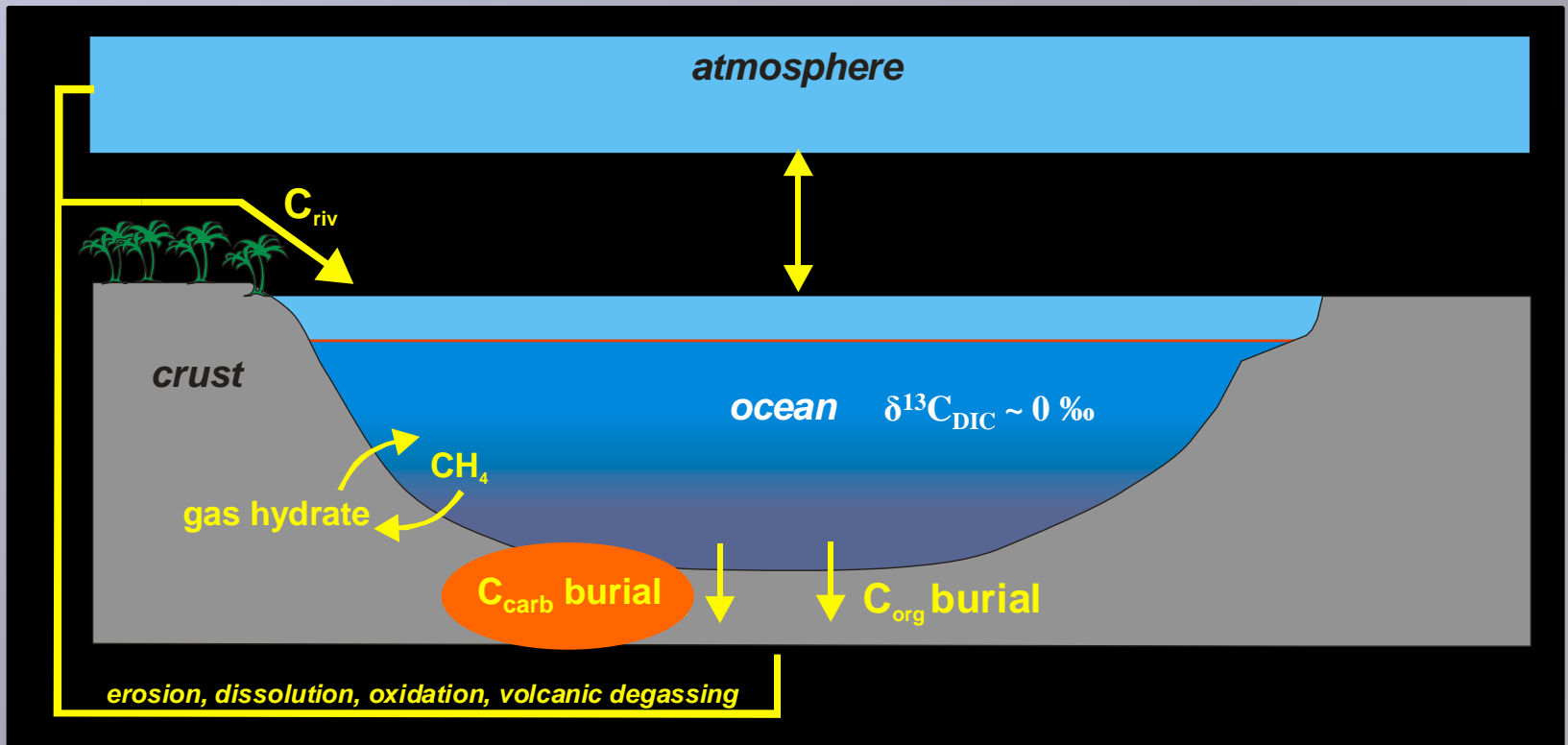
enhanced riverine input will decrease $\delta^{13}\text{C}$ of the ocean

$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} \sim -20 \text{ to } -30\text{‰}$

enhanced C_{org} burial will increase $\delta^{13}\text{C}$ of the ocean

$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} \sim 0 \text{ to } +5\text{‰}$

enhanced C_{carb} burial may decrease $\delta^{13}\text{C}$ of the ocean

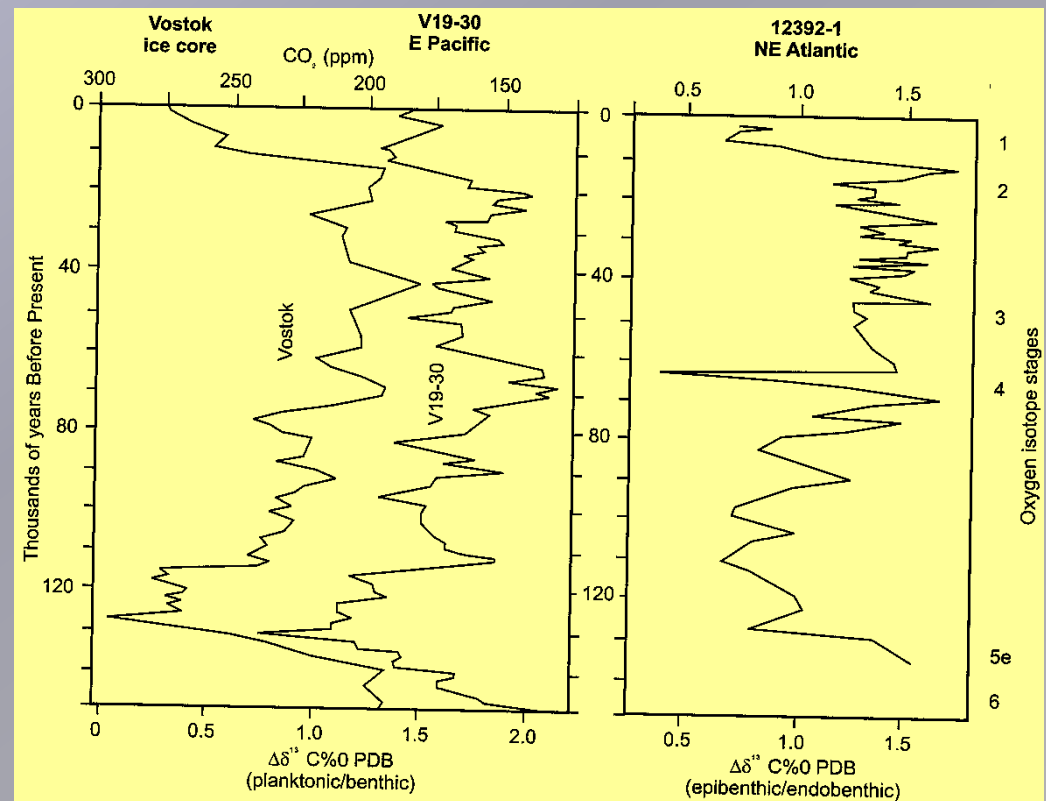


$\delta^{13}\text{C}$ - Applicazioni

Variazioni nel Quaternario

L'oscillazione del $\Delta\delta^{13}\text{C}$ dei foraminiferi planctonici/bentonici negli ultimi 130000 anni è strettamente collegata alle variazioni del volume dei ghiacci desunta dai valori di $\delta^{18}\text{O}$. $\Delta\delta^{13}\text{C}$ è maggiore durante le fasi glaciali e minore negli interglaciali.

Ciò porta a supporre che la pressione della CO_2 atmosferica fosse minore durante le fasi glaciali e maggiore nei periodi interglaciali, come confermato anche da misure dirette in carote di ghiaccio. Variazioni di $\Delta\delta^{13}\text{C}$ possono anche indicare cambi sostanziali nella produttività primaria durante il ciclo climatico.



$\delta^{13}\text{C}$ - Applicazioni

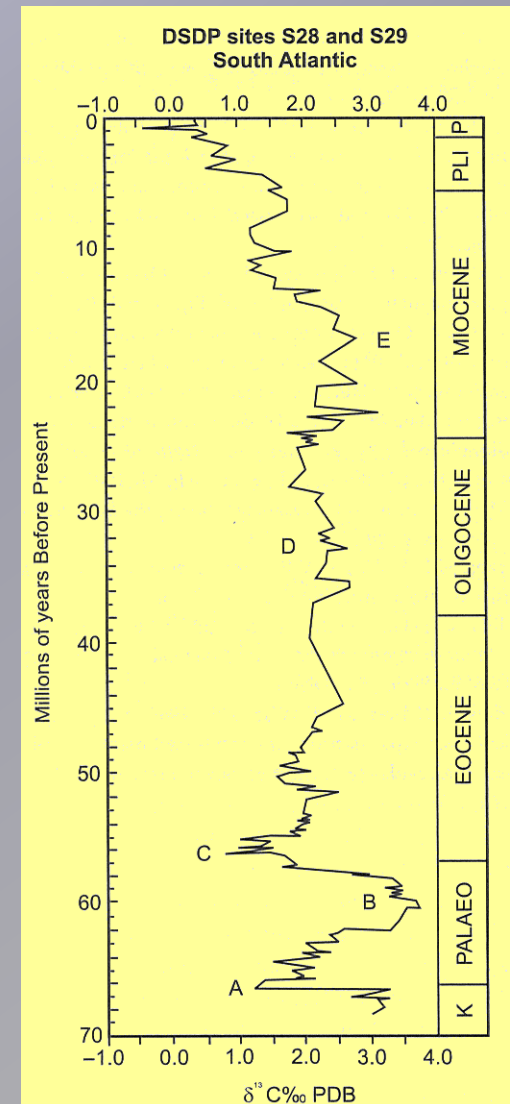
Gli isotopi del Carbonio nel Terziario

A differenza da quanto visto per gli isotopi dell'Ossigeno, non si nota una tendenza definita nella curva di quelli del Carbonio.

Si possono individuare due cicli di lungo termine, con massimi nel Paleocene sup. e nel Miocene medio.

Nel **Cretaceo Sup.** i valori di $\delta^{13}\text{C}$ sono piuttosto alti (circa 3‰)

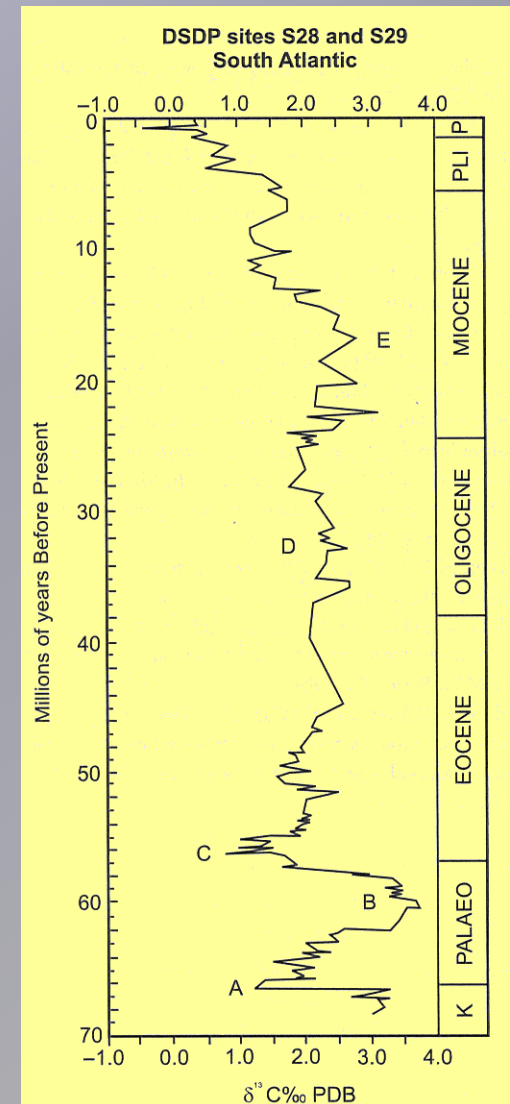
A. Al **limite K/T** si registra un brusco crollo del 2‰; la rapida discesa prosegue nel Paleocene basale



$\delta^{13}\text{C}$ - Applicazioni

Gli isotopi del Carbonio nel Terziario

B. Nel **Paleocene superiore** si registra il valore massimo del Cenozoico (c. +3.5‰), coincidente con una salita del $\Delta\delta^{13}\text{C}$ tra foraminiferi planctonici e bentonici. Ciò viene spiegato con una alta produttività e abbondante seppellimento di Carbonio in un periodo di “greenhouse”.

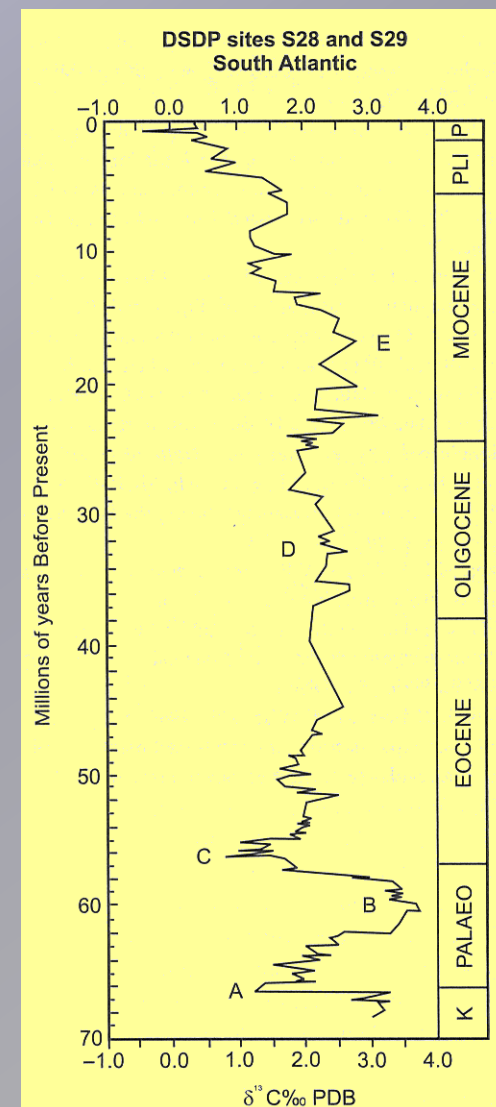


$\delta^{13}\text{C}$ - Applicazioni

Gli isotopi del Carbonio nel Terziario

C. Un brusco calo, maggiore di quello registrato al K/T si verifica al **limite Paleocene/Eocene**. Qui si è verificata l'estinzione di circa il 50% del benthos marino.

Nell'**Eocene medio-sup.** si registrano marcate divergenze nei valori di plancton e benthos e un aumento dell'abbondanza delle diatomee e della diversità di diatomee e dinoflagellati. Ciò indicherebbe gli effetti di un riscaldamento sulla produttività in acque superficiali e nel seppellimento di Carbonio.



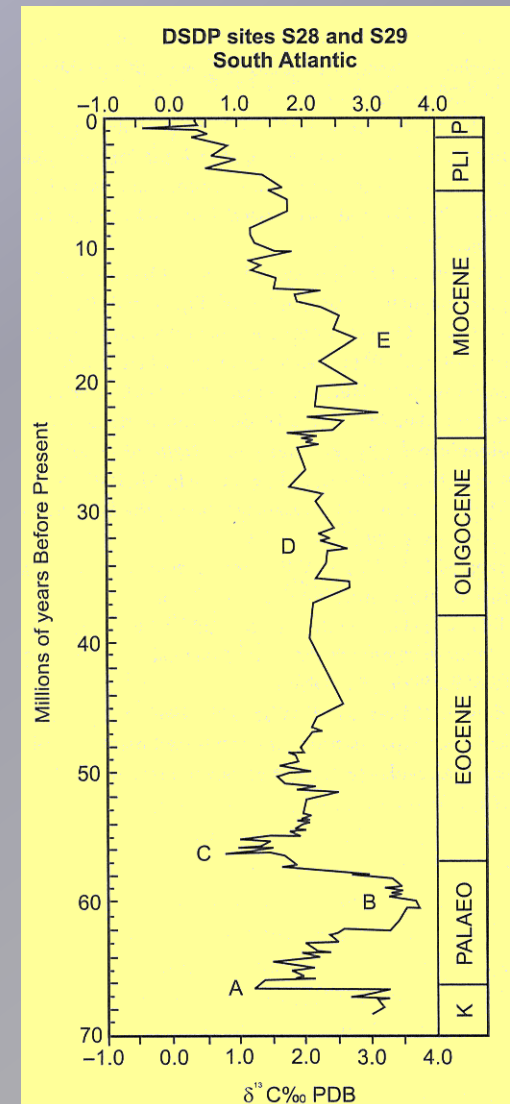
$\delta^{13}\text{C}$ - Applicazioni

Gli isotopi del Carbonio nel Terziario

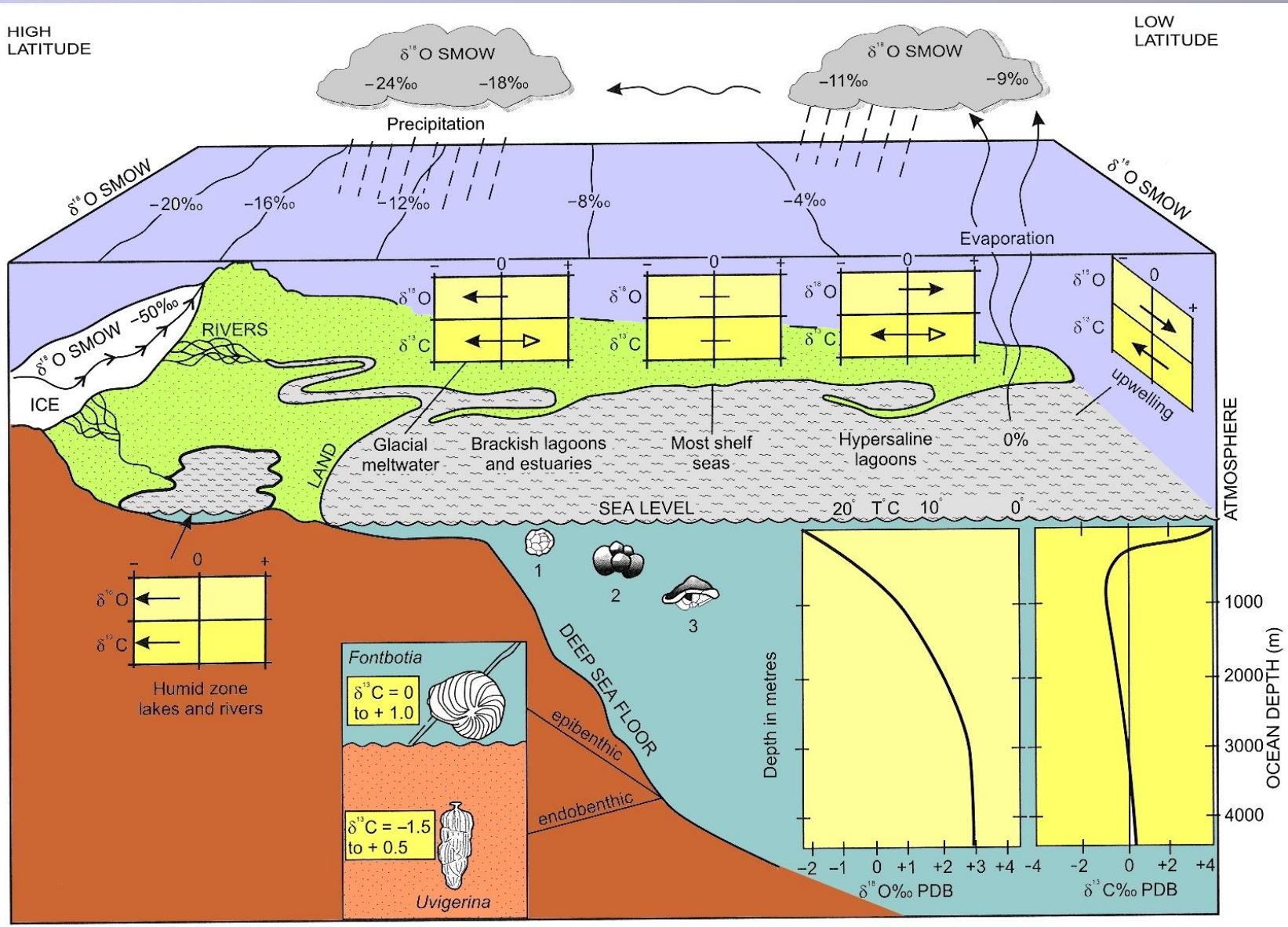
D. I valori restano moderati nell'**Oligocene**.

E. Nel **Miocene inferiore-medio** si registra un picco coincidente con la deposizione di abbondanti diatomiti nell'Oceano Pacifico.

Il successivo calo di circa 2.5‰ fino ai valori attuali può essere dovuto alla maggiore ossidazione di materia organica a causa del raffreddamento degli oceani glaciali.



$\delta^{13}\text{C}$ – Riepilogo



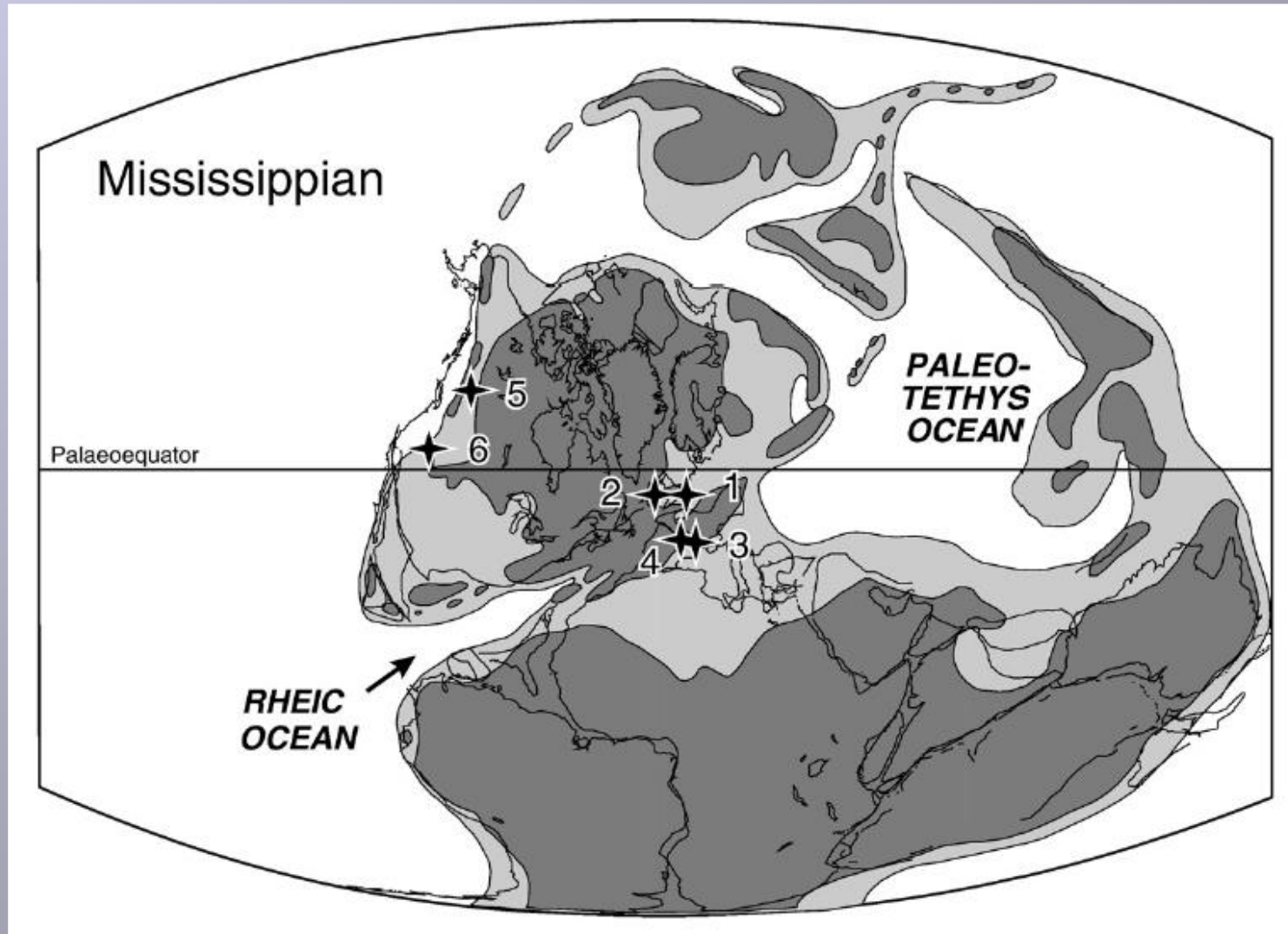
ESEMPIO

Variazioni di $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ nel Carbonifero inferiore e loro interpretazioni

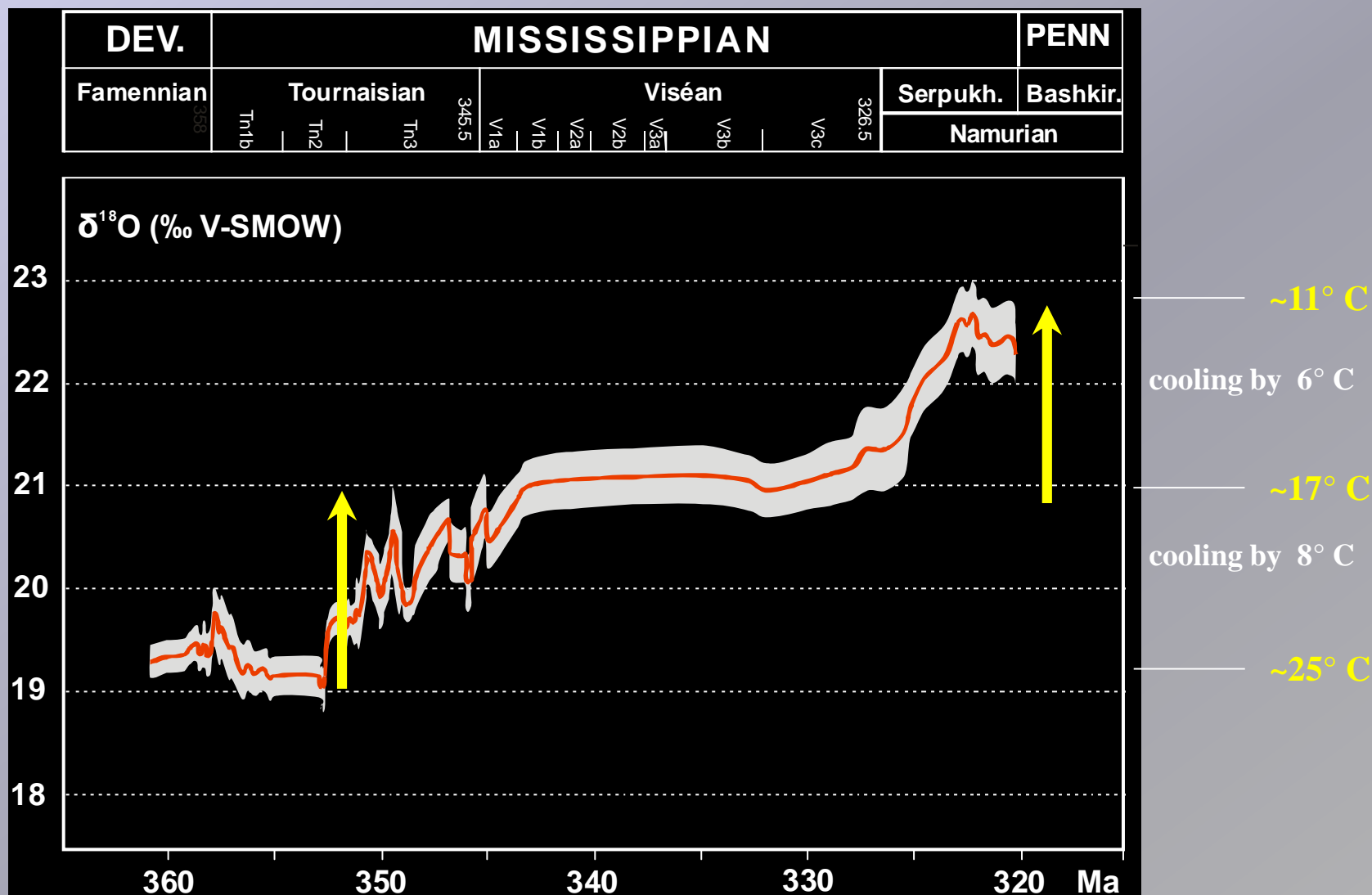
Werner Buggisch, Michael M. Joachimski, George Sevastopulo, Jared R. Morrow (2008). Mississippian $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and conodont apatite $\delta^{18}\text{O}$ records — Their relation to the Late Palaeozoic Glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 268, 273–292

Palaeogeographic reconstruction for the Mississippian (Scotese, 1997) and location of the sections studied

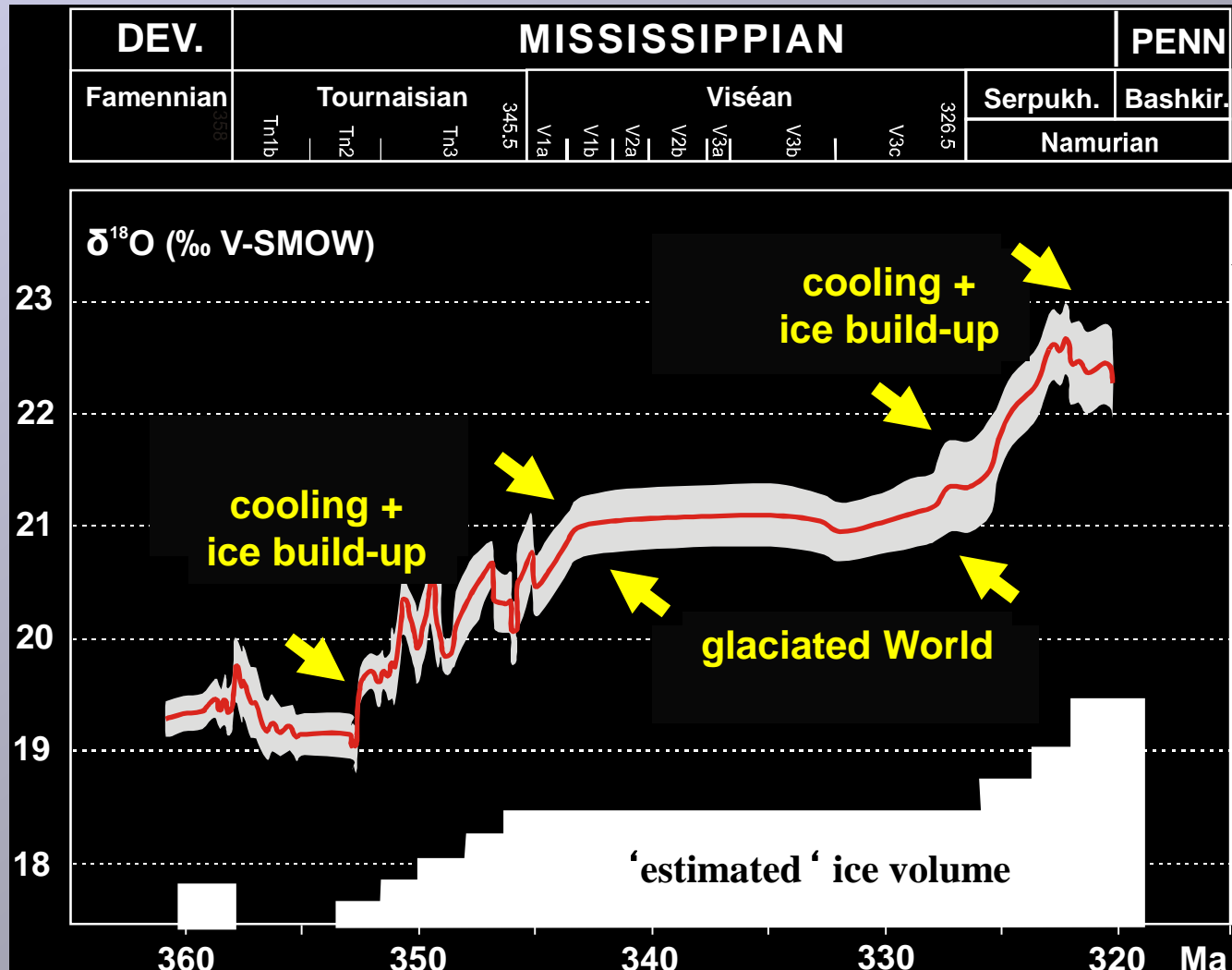
- 1 Central Europe: Belgium, Germany, Poland,
- 2 Ireland,
- 3 Montagne Noire and Pyrenees (France)
- 4 Cantabrian Mountains (Spain)
- 5 Canada
- 6 Nevada and Utah (USA).



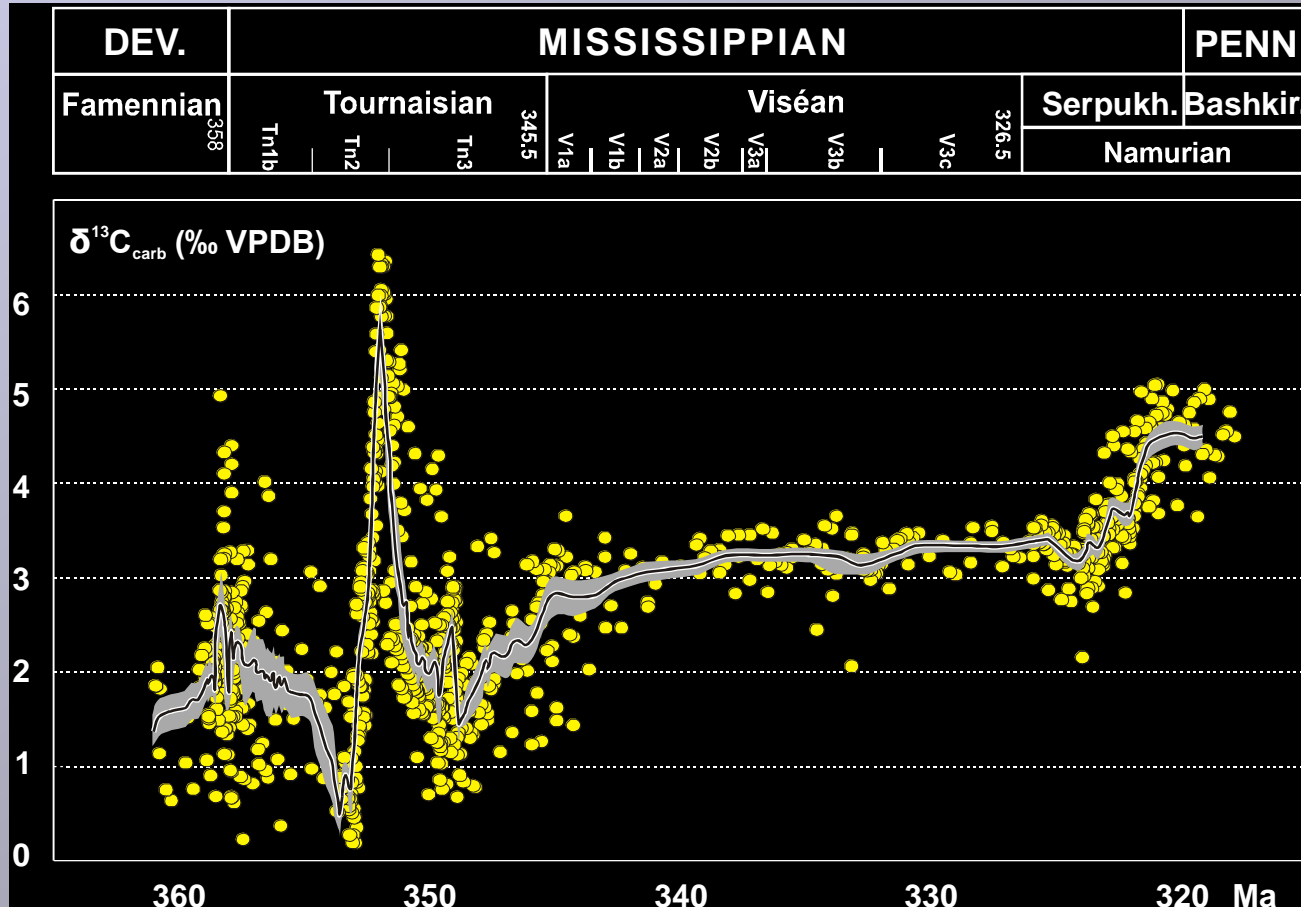
Mississippian $\delta^{18}\text{O}$ record of conodont apatite



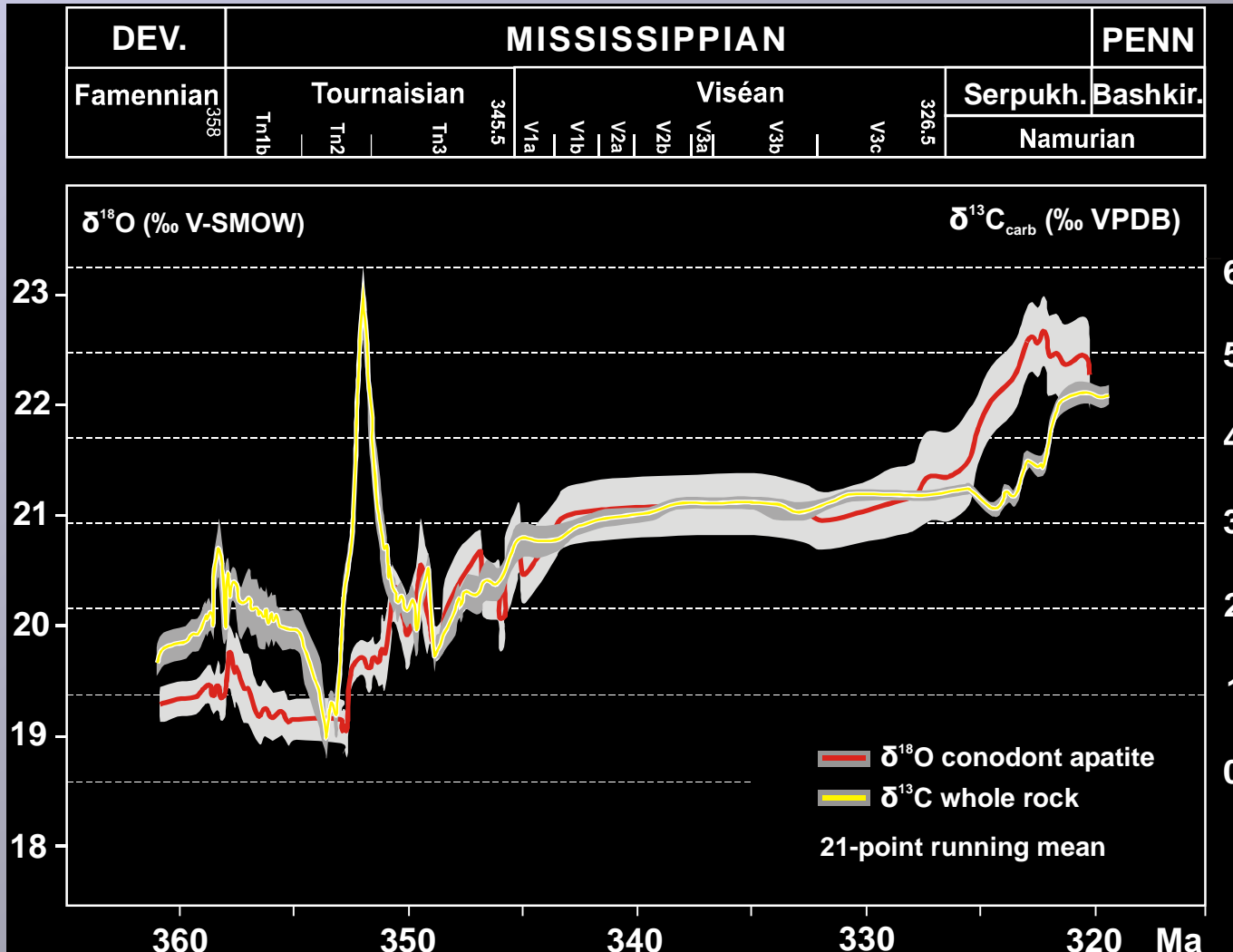
Mississippian $\delta^{18}\text{O}$ record of conodont apatite - Interpretation



Mississippian $\delta^{13}\text{C}$ record of rock



Mississippian $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ record



Mississippian $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ record - results

- Increase in $\delta^{18}\text{O}_{\text{apatite}}$ suggests onset of PermoCarboniferous glaciation in the Tournaisian
- Maximum glaciation in the Serpukhovian
- Increase in $\delta^{18}\text{O}_{\text{apatite}}$ coincides with onset of positive excursion in $\delta^{13}\text{C}$
- positive excursion in $\delta^{13}\text{C}$ indicates enhanced C_{org} burial (Alum shale)
- enhanced C_{org} burial suggests lowering of CO_2 concentration in ocean/atmosphere system
- lowering of CO_2 concentration argues for climatic cooling

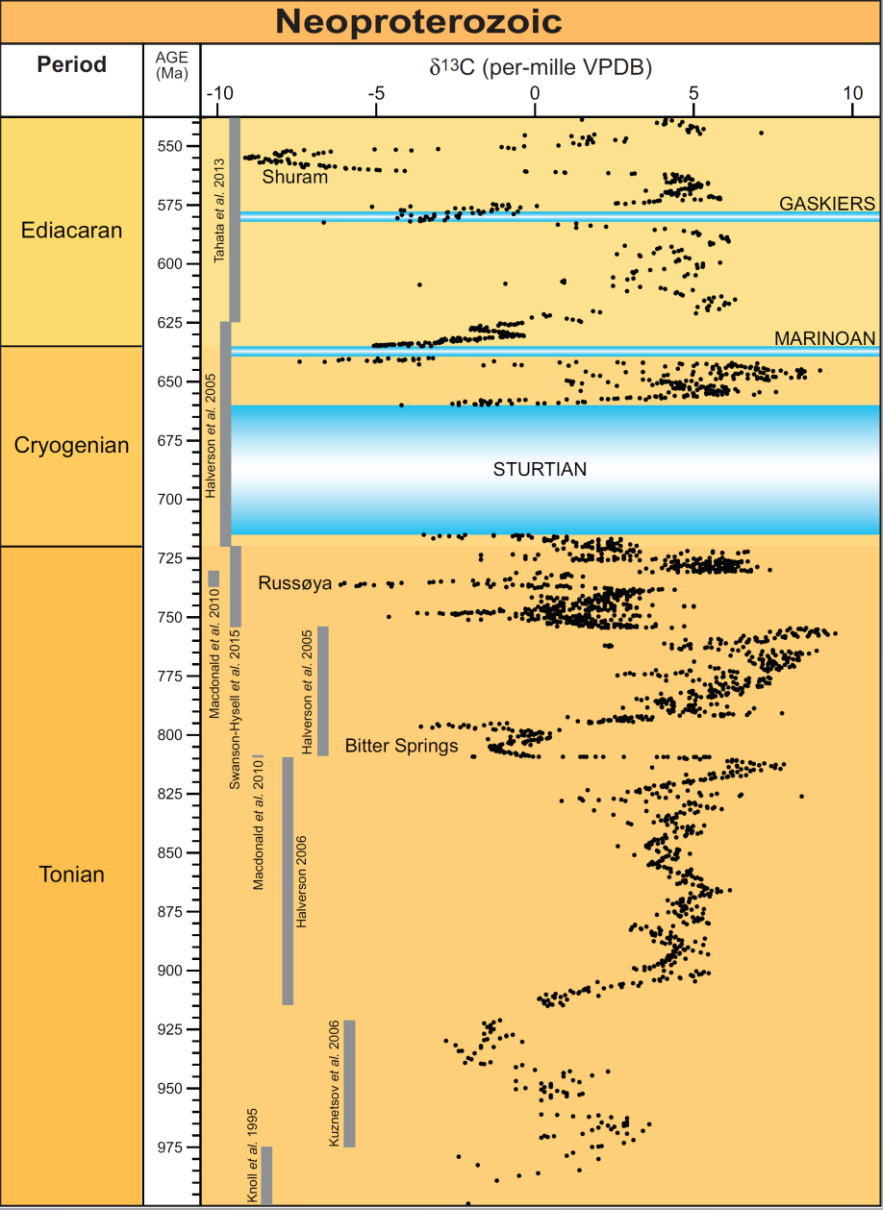
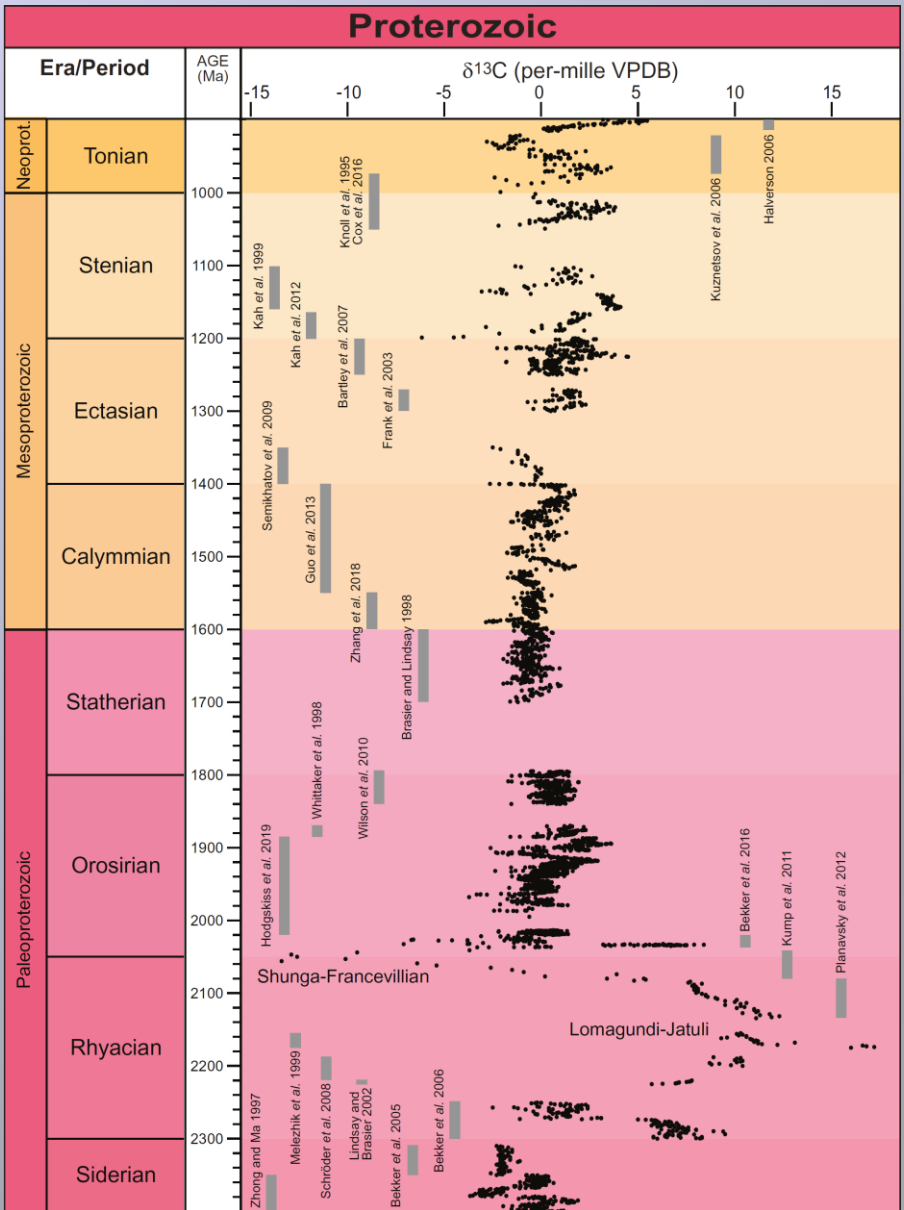
Stratigrafia isotopica

I principali picchi delle variazioni isotopiche registrano non solo dati locali, ma variazioni ad ampia scala.

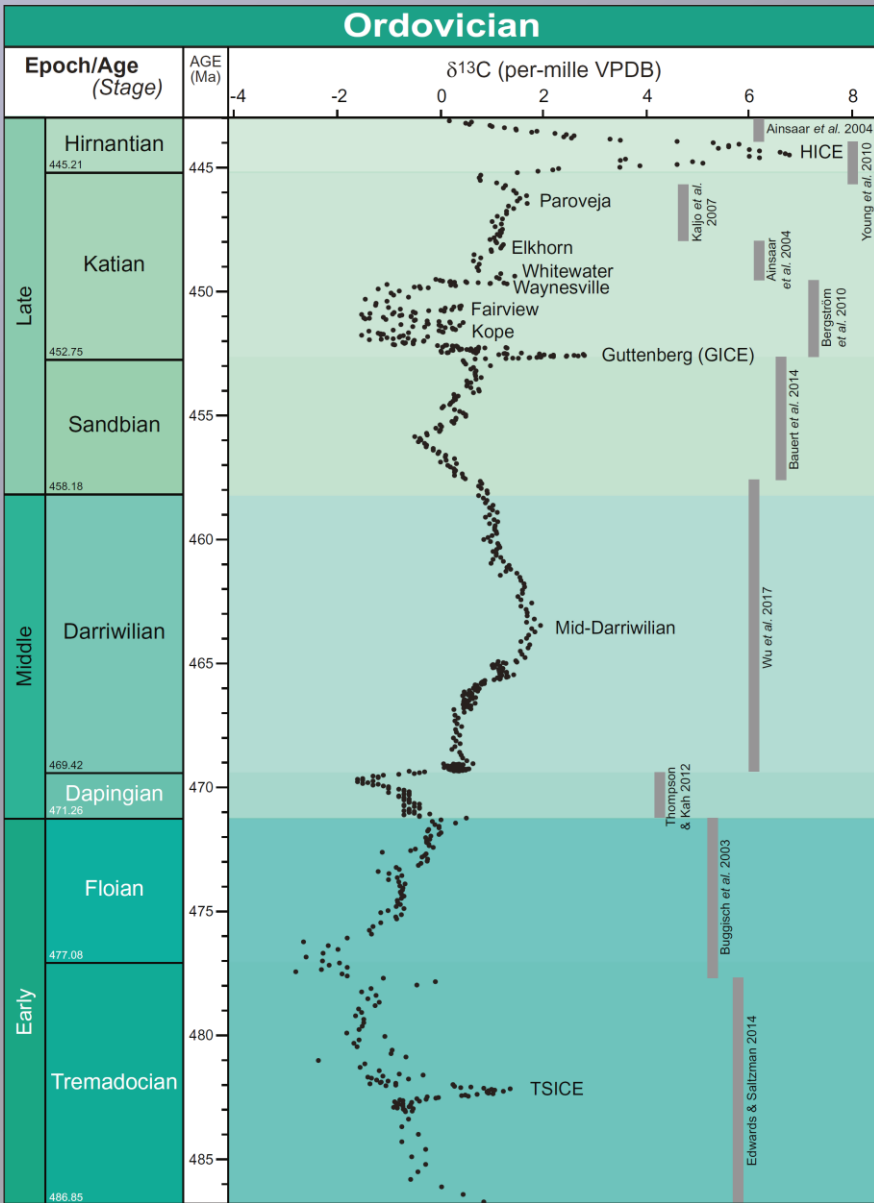
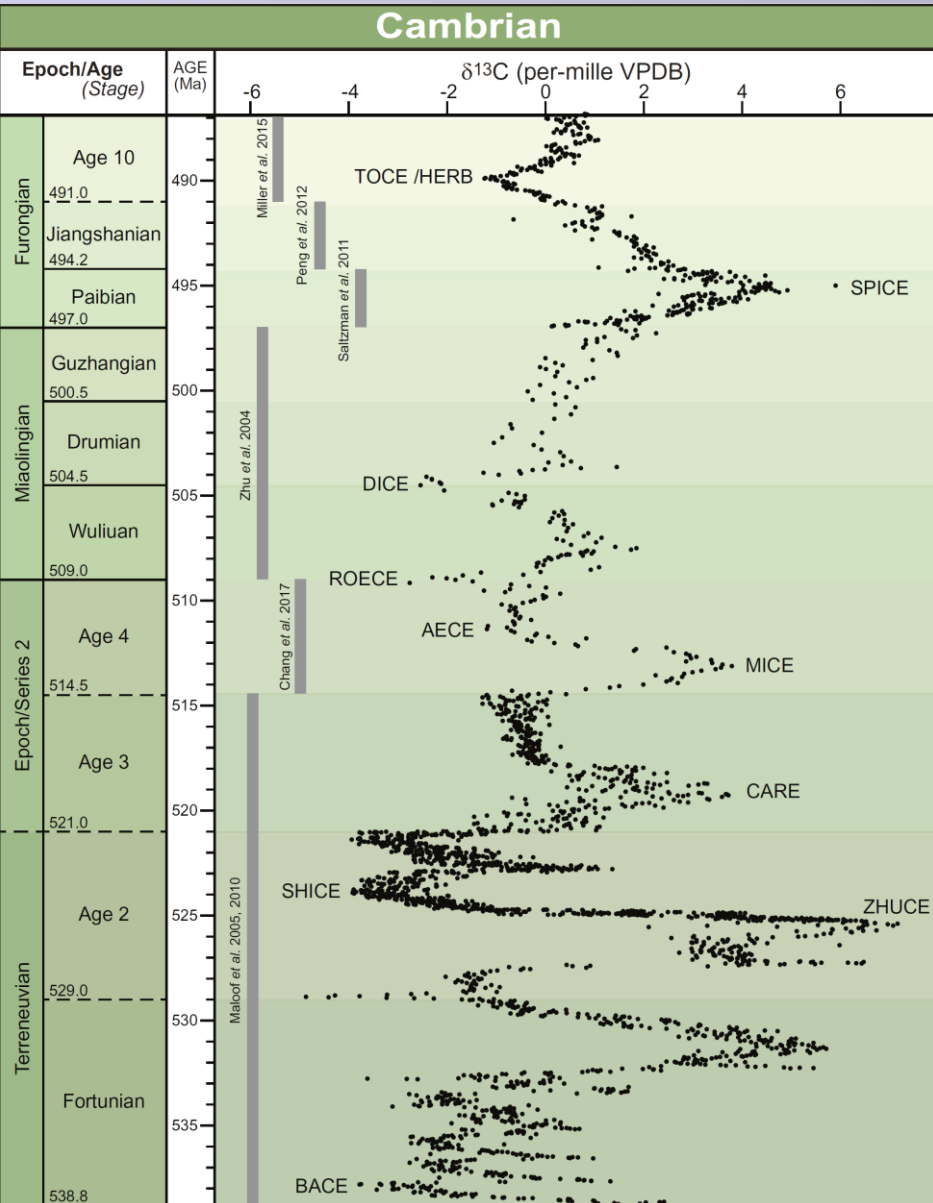
Si conoscono gli andamenti delle variazioni isotopiche in tutti gli intervalli di tempo.

La precisione e il dettaglio aumentano verso i tempi più recenti.

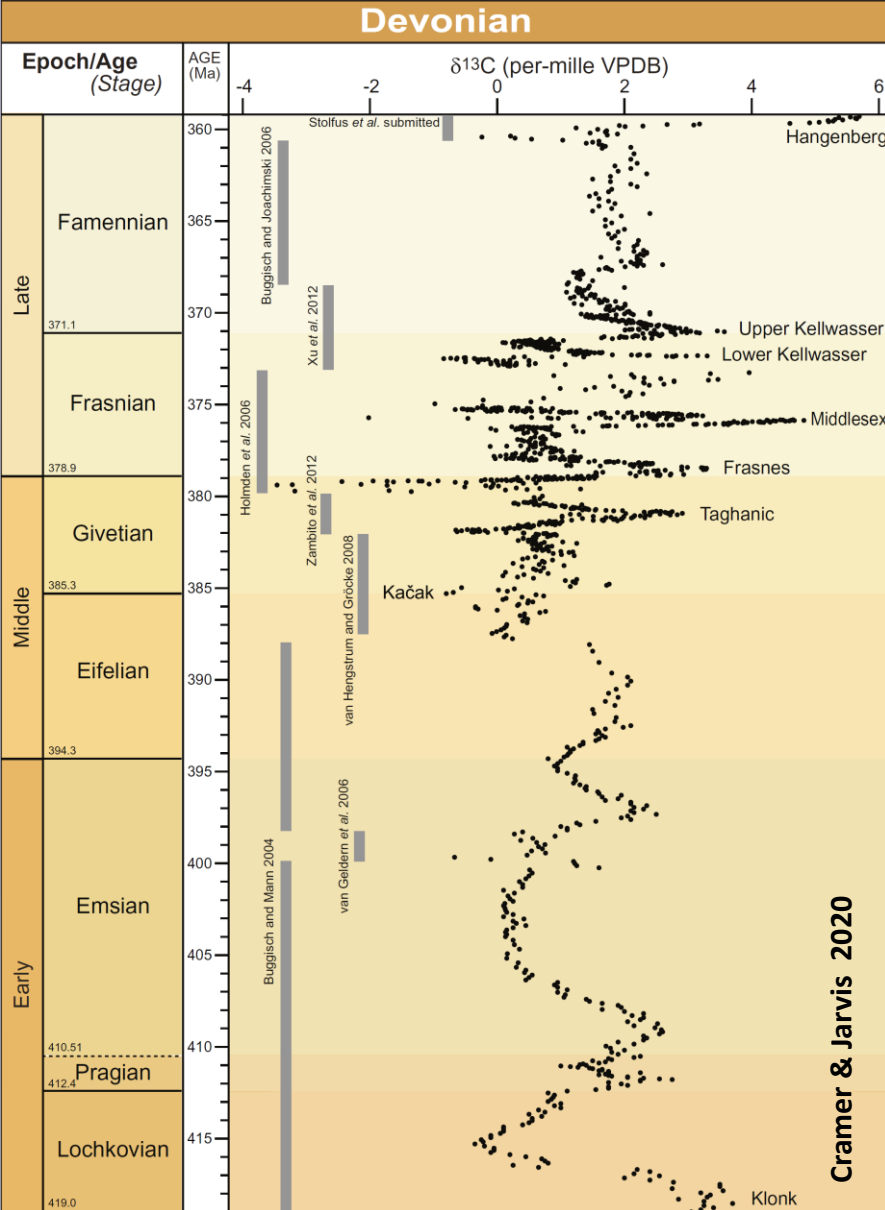
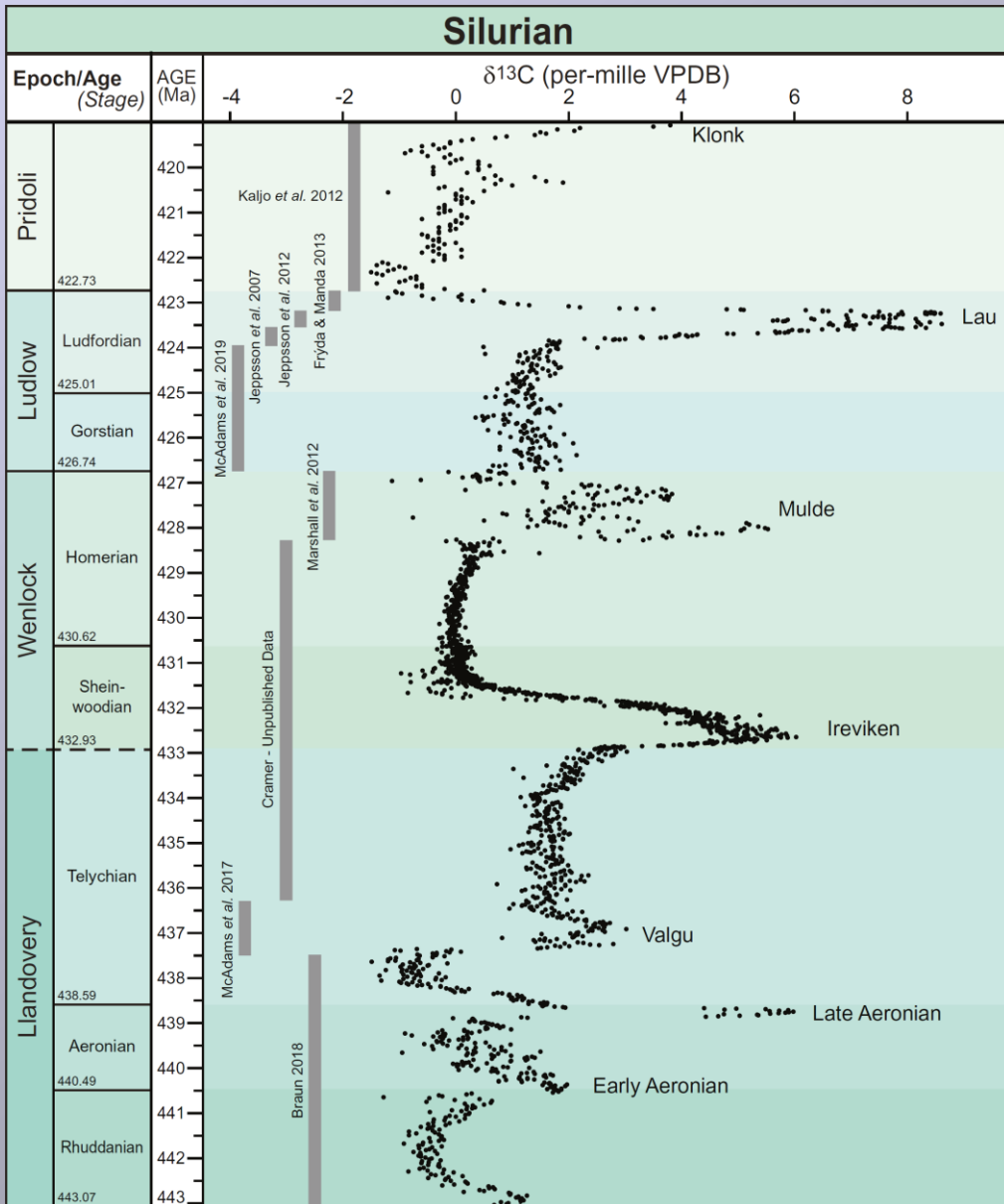
Stratigrafia isotopica



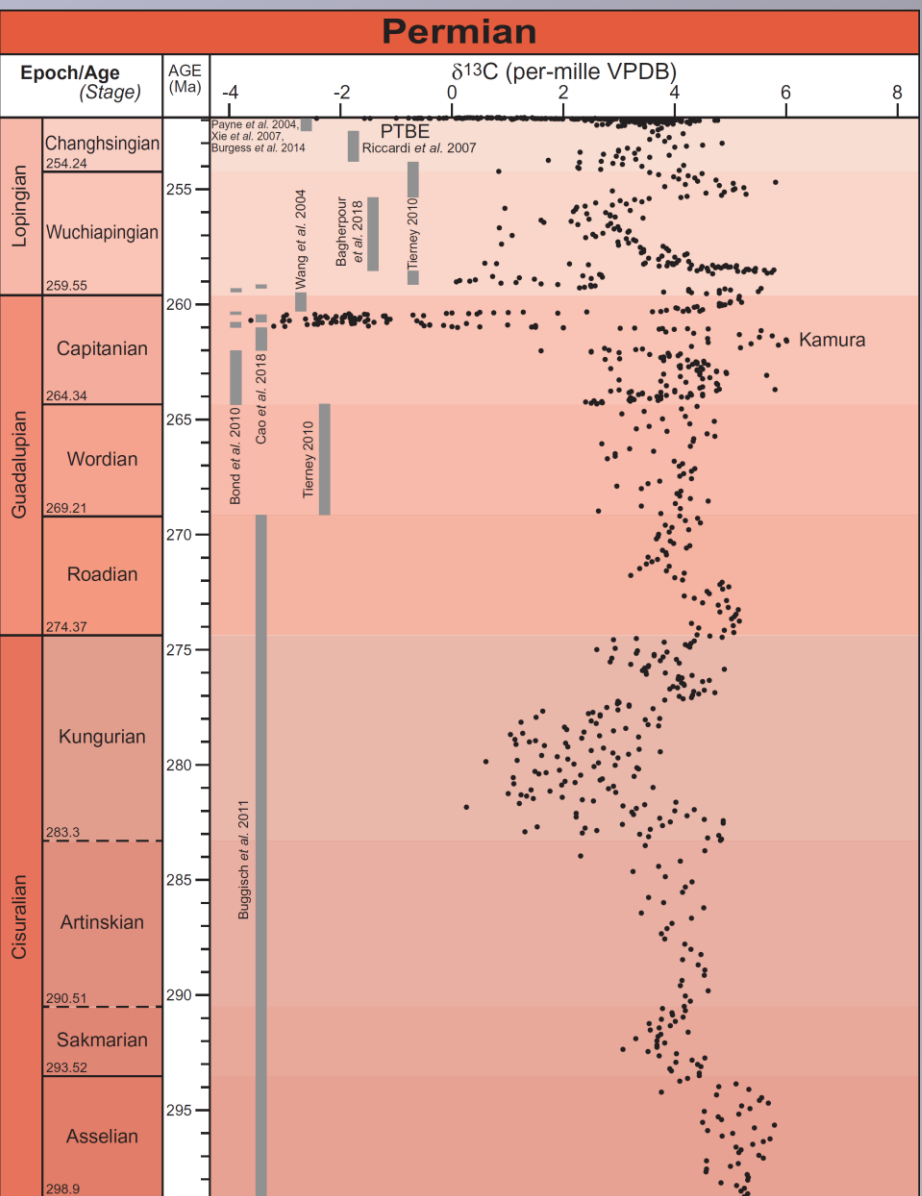
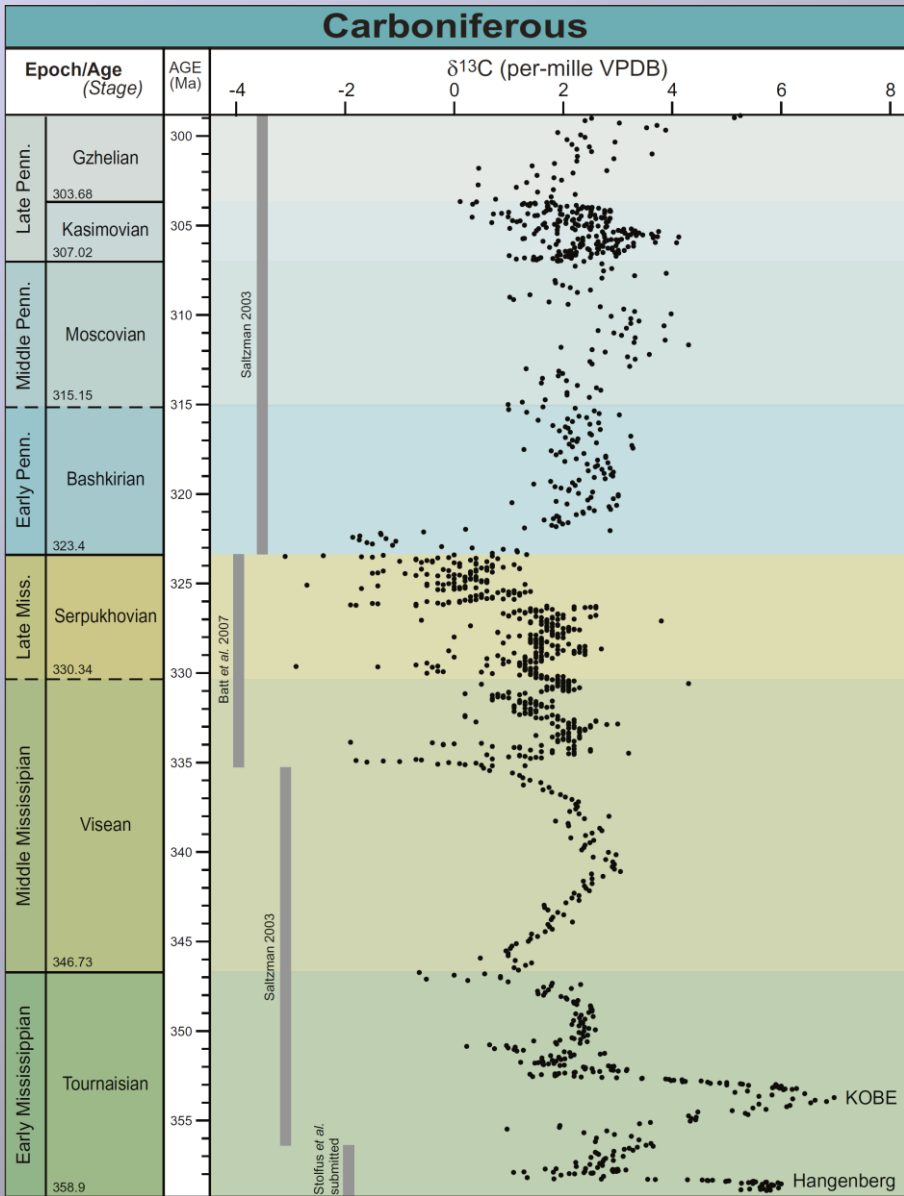
Stratigrafia isotopica



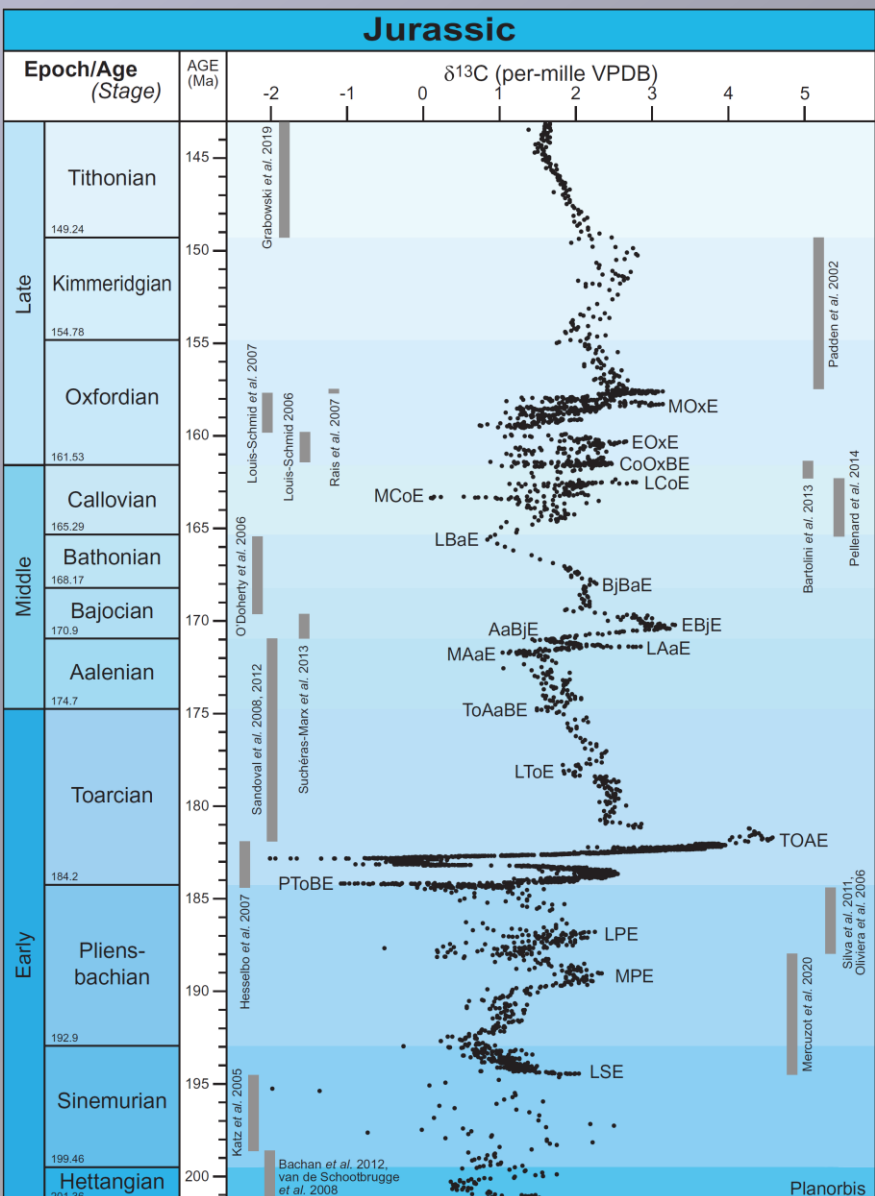
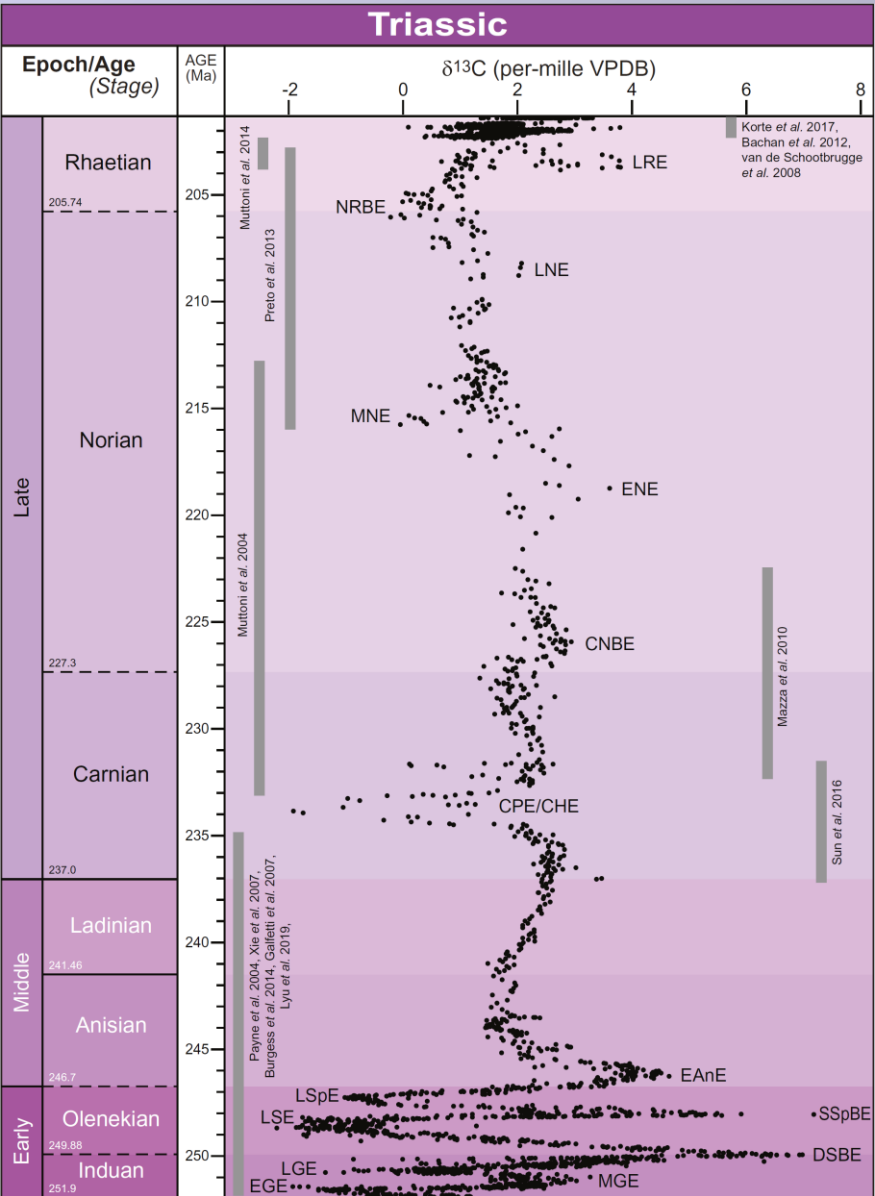
Stratigrafia isotopica



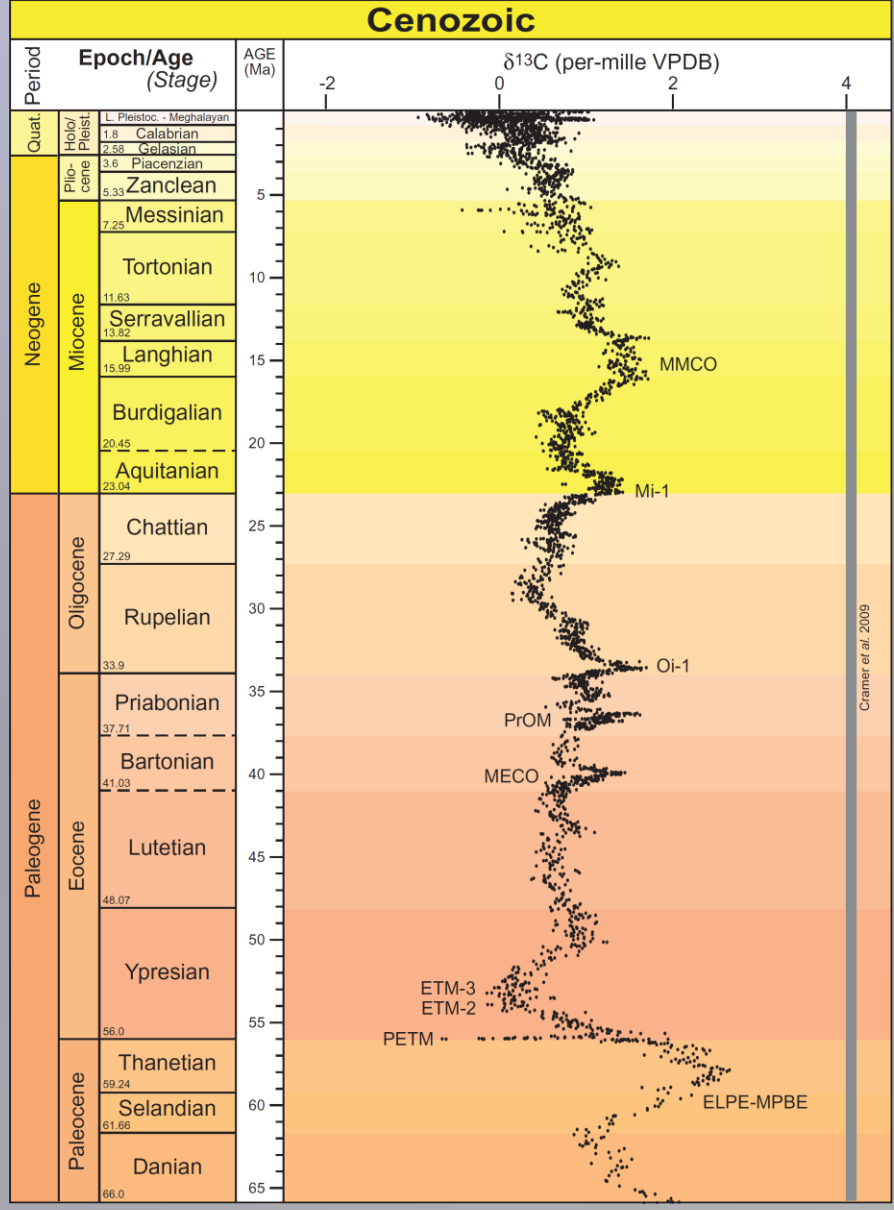
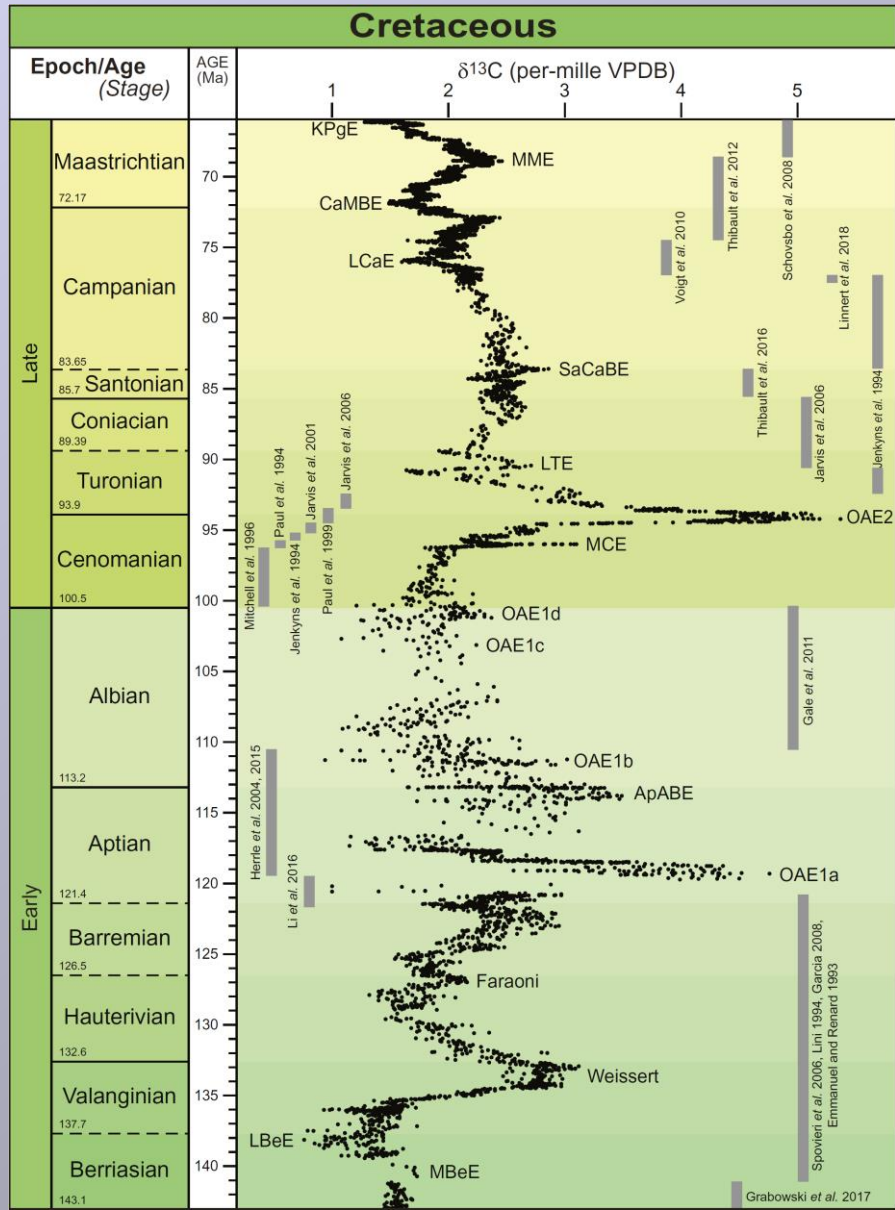
Stratigrafia isotopica



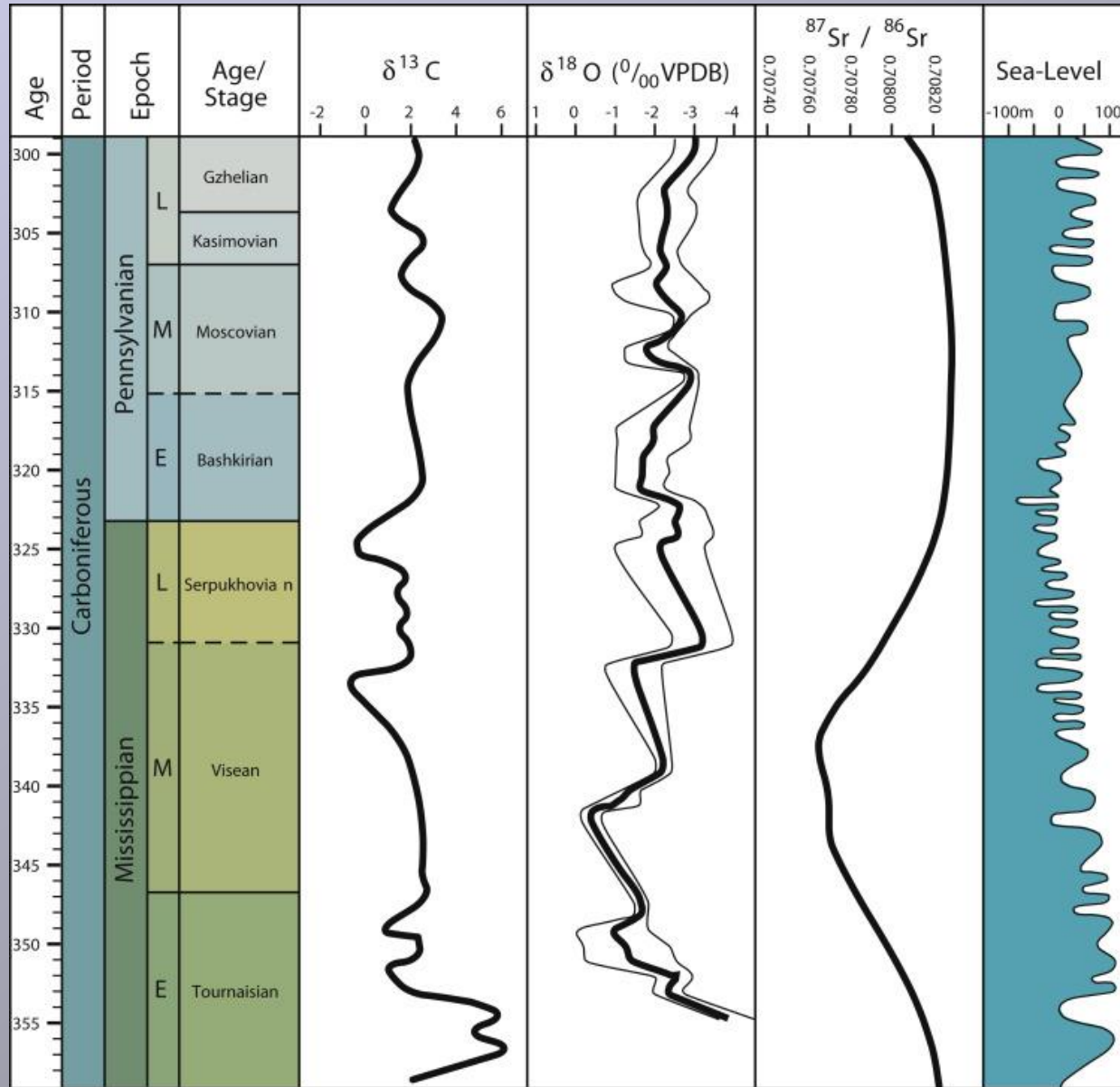
Stratigrafia isotopica



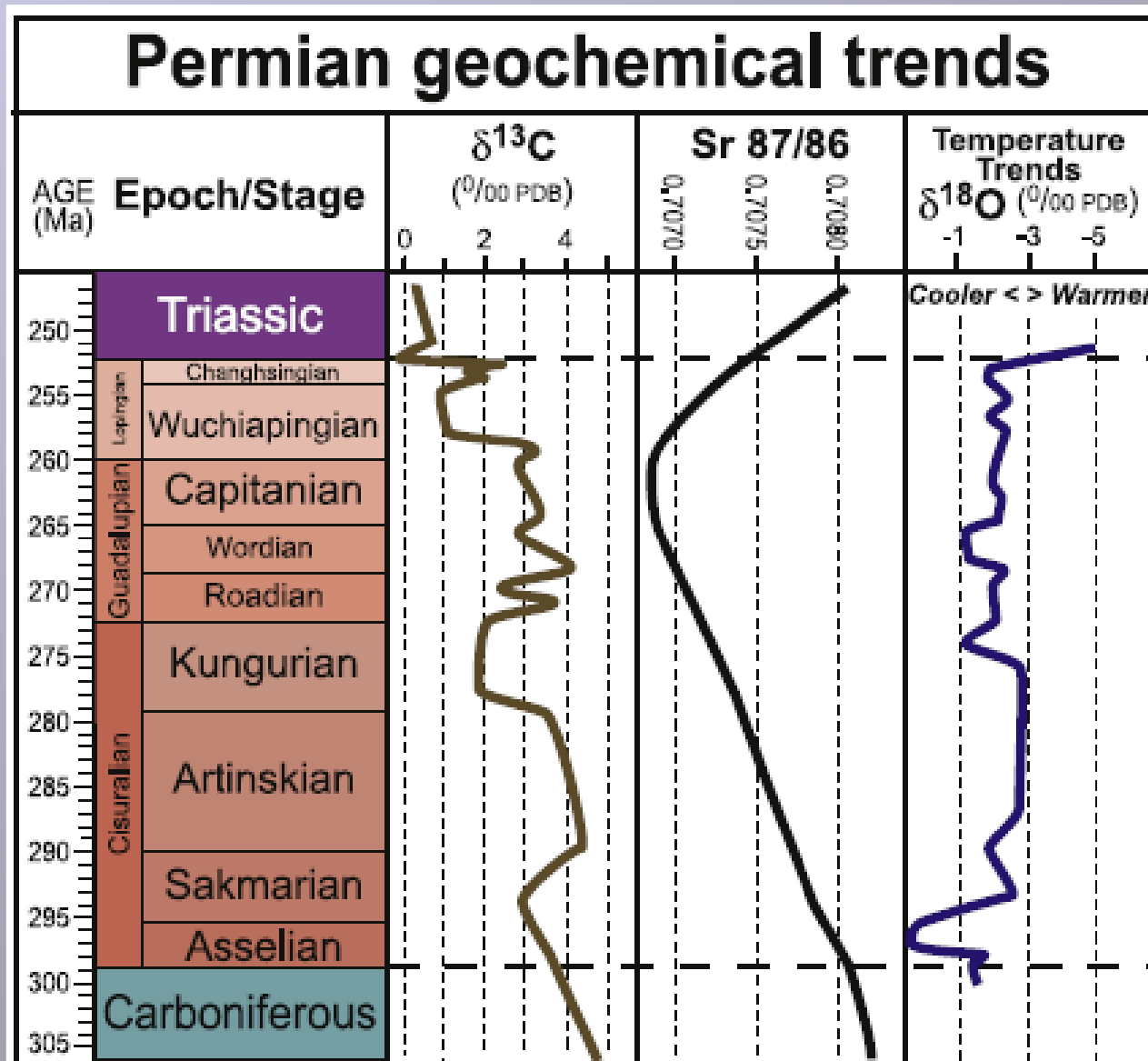
Stratigrafia isotopica



Stratigrafia isotopica



Stratigrafia isotopica

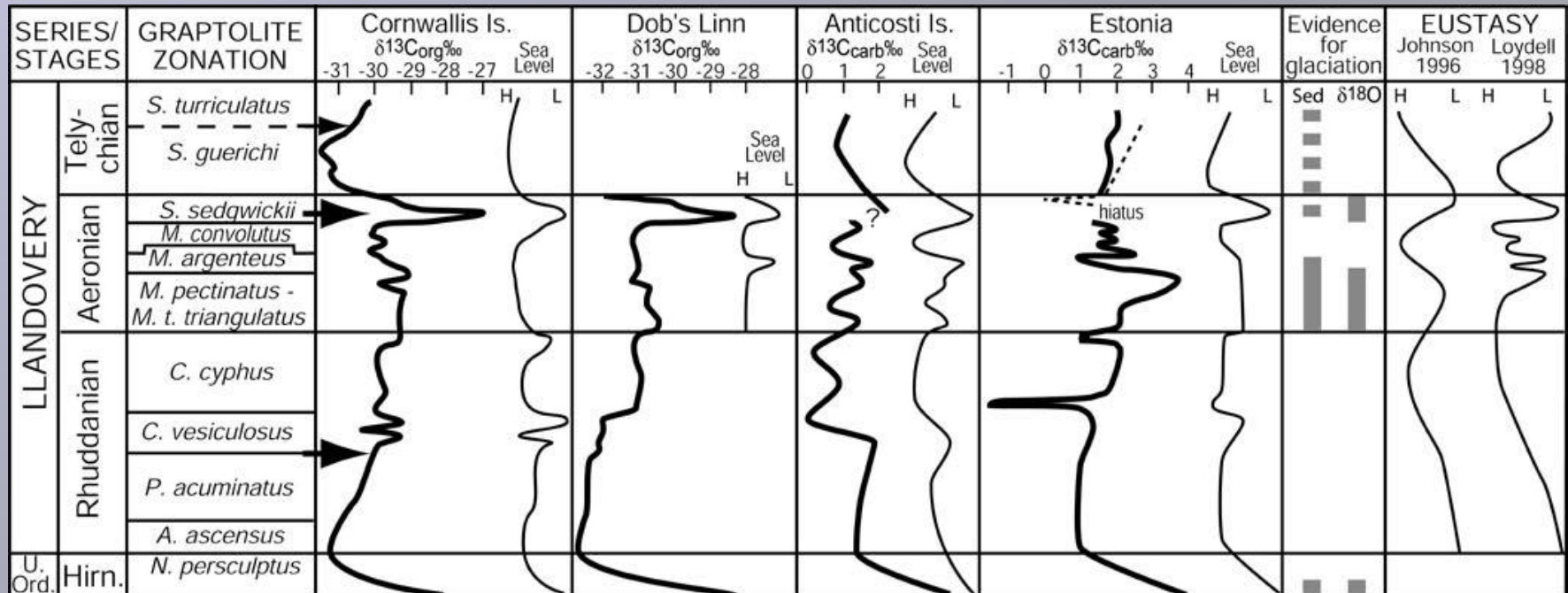


Stratigrafia isotopica

I principali picchi delle variazioni isotopiche registrano non solo dati locali, ma variazioni ad ampia scala.

E' quindi possibile utilizzare tali picchi (soprattutto quelli del $\delta^{13}\text{C}$) per correlare sezioni anche molto distanti tra loro.

E' comunque necessario un preciso controllo biostratigrafico.

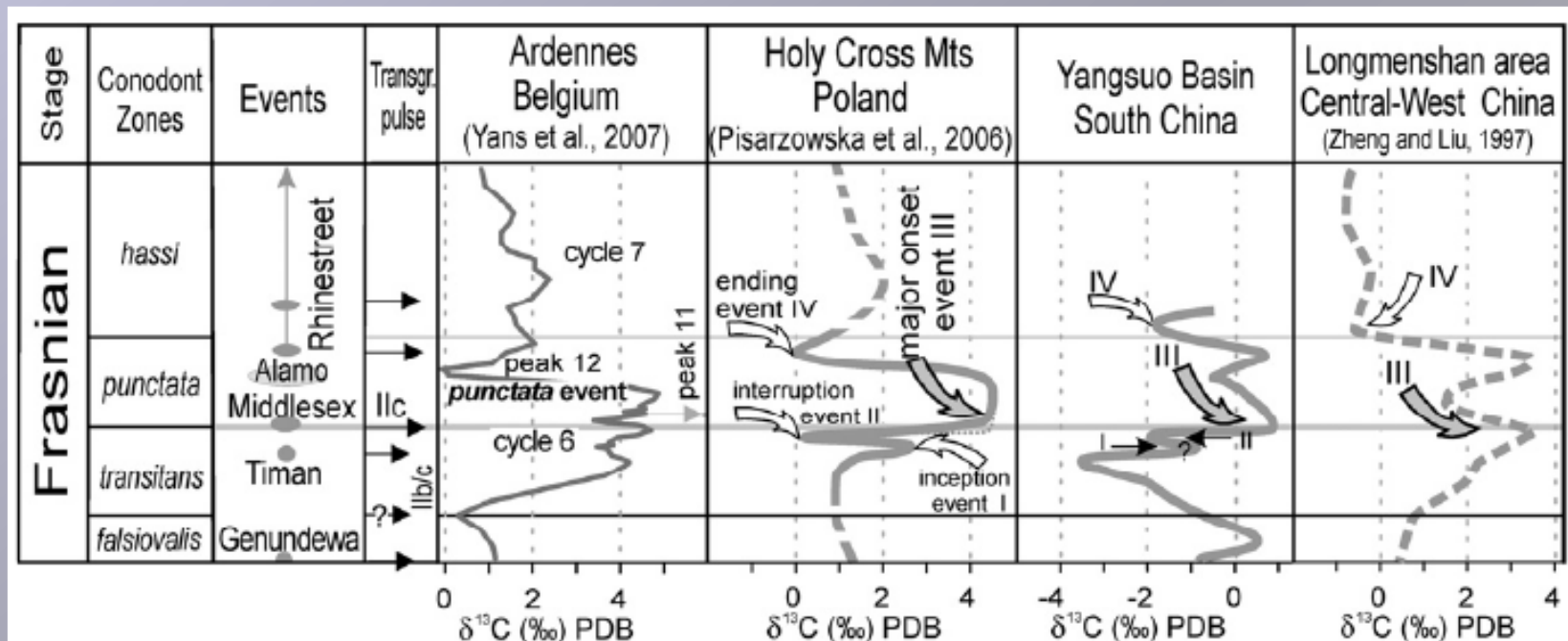


Stratigrafia isotopica

I principali picchi delle variazioni isotopiche registrano non solo dati locali, ma variazioni ad ampia scala.

E' quindi possibile utilizzare tali picchi (soprattutto quelli del $\delta^{13}\text{C}$) per correlare sezioni anche molto distanti tra loro.

E' comunque necessario un preciso controllo biostratigrafico.



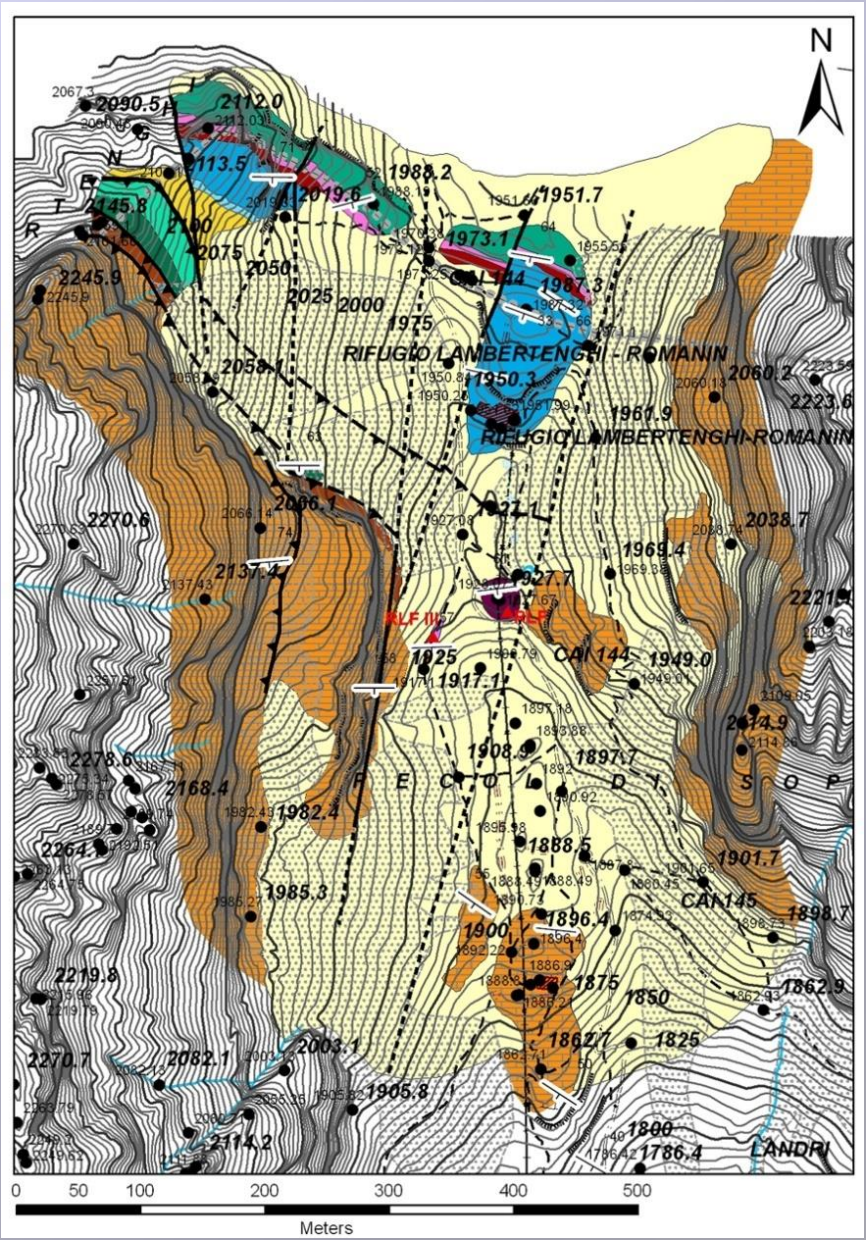
ESEMPIO

Il limite Siluriano/Devoniano nella sezione Rifugio Lambertenghi Fontana III.



Corradini C. & Corrigan M.G., 2010. Silurian and lowermost Devonian conodonts from the Passo Volaja area (Carnic Alps, Italy).

Bollettino della Società Paleontologica Italiana, 49, 237-253



Legend

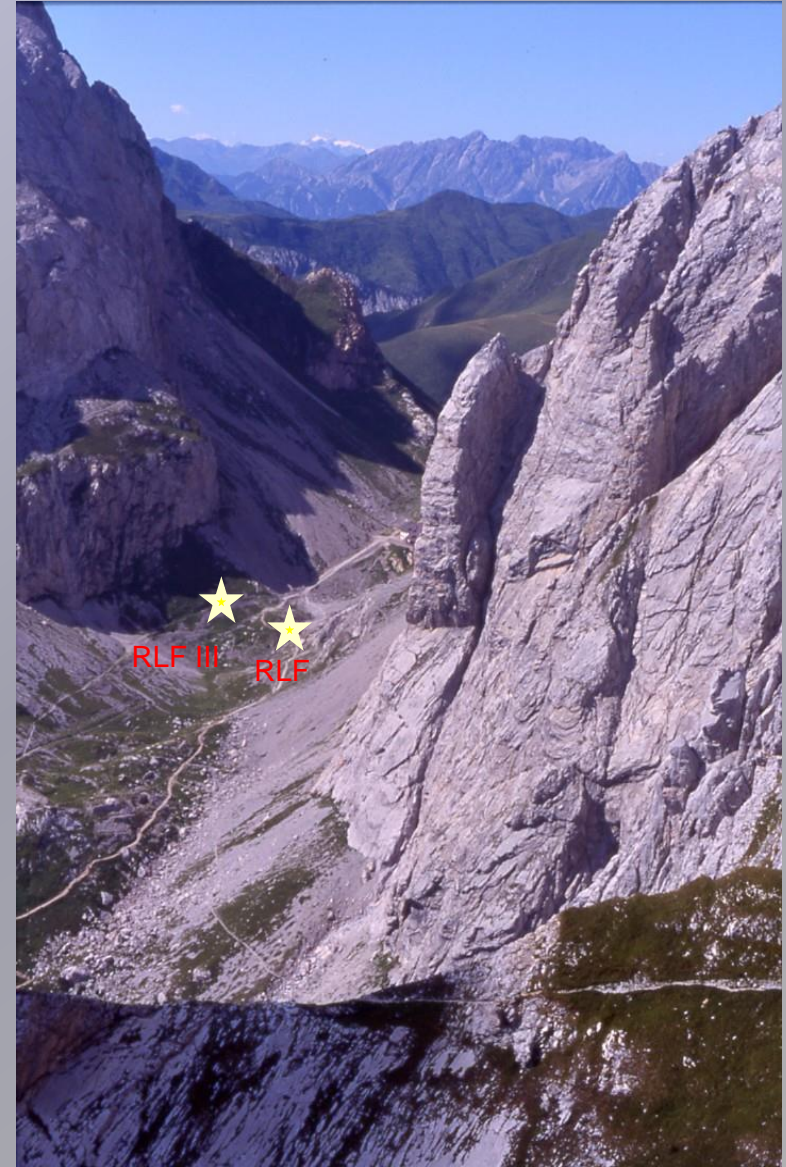
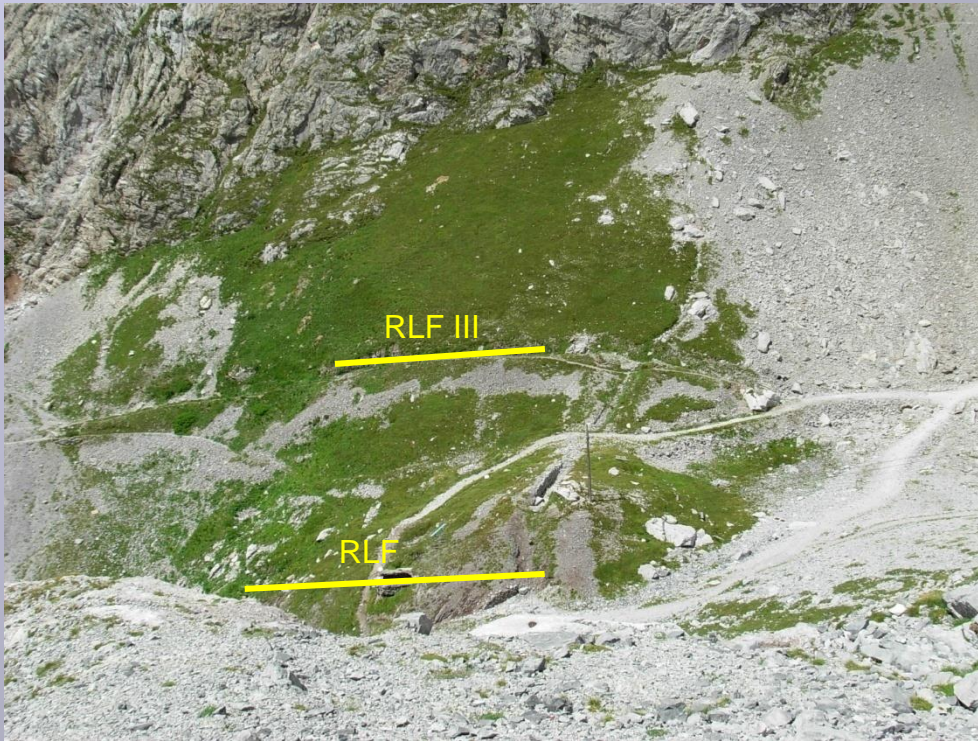
Tectonics

- ▲— Thrust
- ▲- Thrust - Inferred
- Fault
- - - Fault - Inferred

Stratigraphy

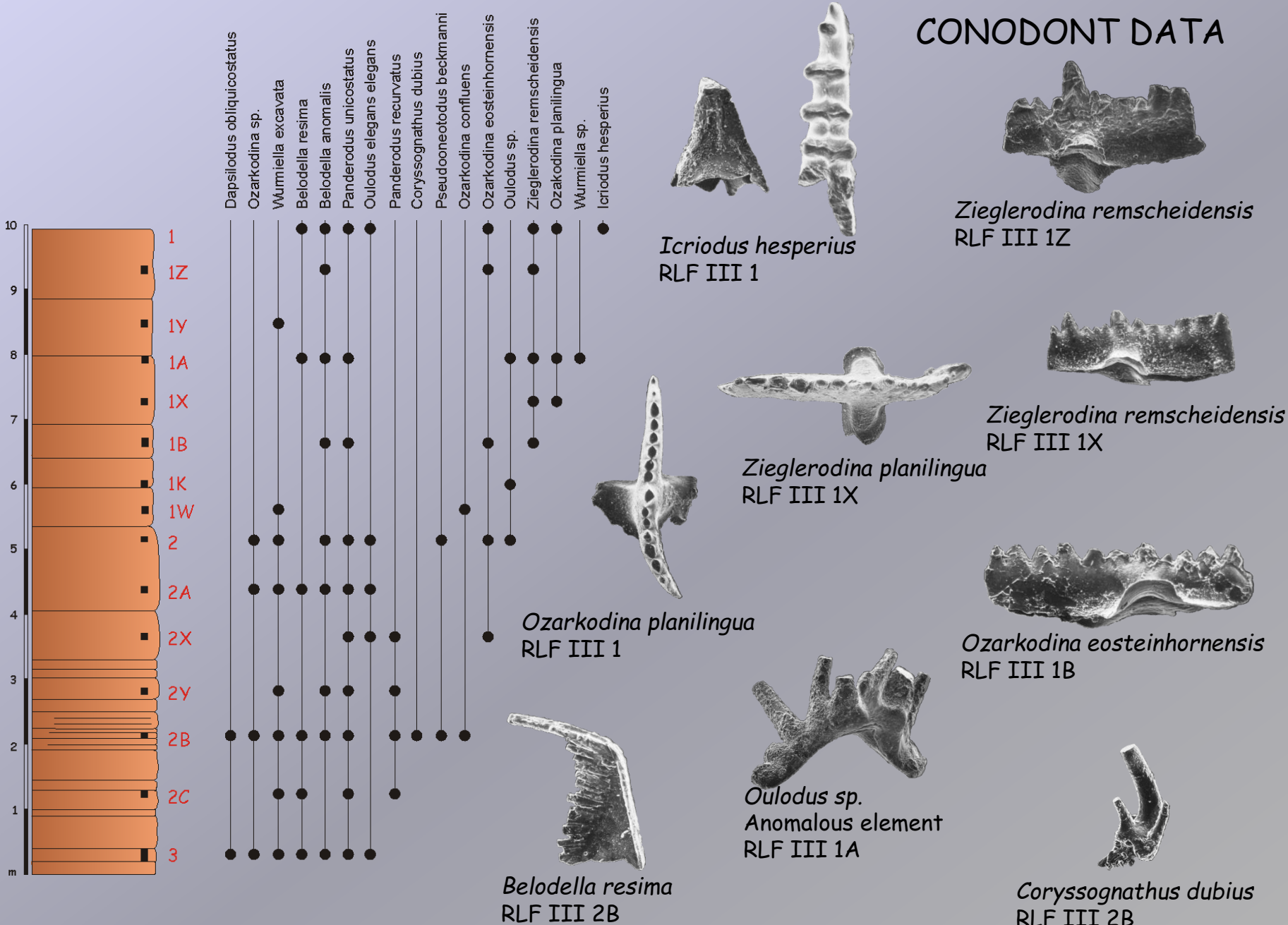
- Quaternary - indifferenziated
- Hochwipfel Fm
- Climenie Lm
- Shallow water limestones / indifferenziated
- Findenig Lm
- Rauchkofel Lm
- Boden Lm
- Alticola Lm
- Kok Lm
- Wolayer Fm
- Uqua Fm
- Himmelberger Fm

Map by Pondrelli et al. (in progress)



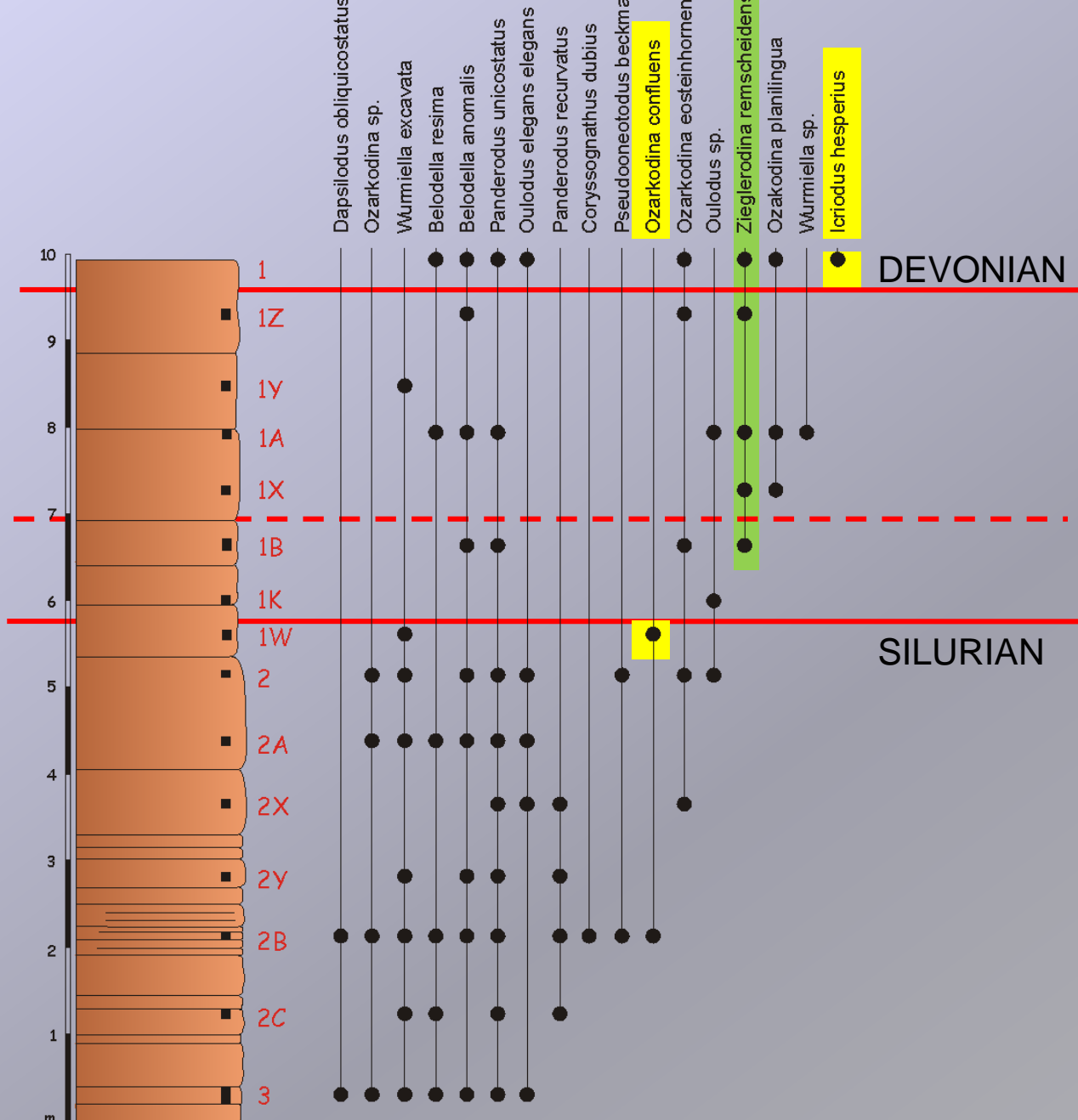


CONODONT DATA

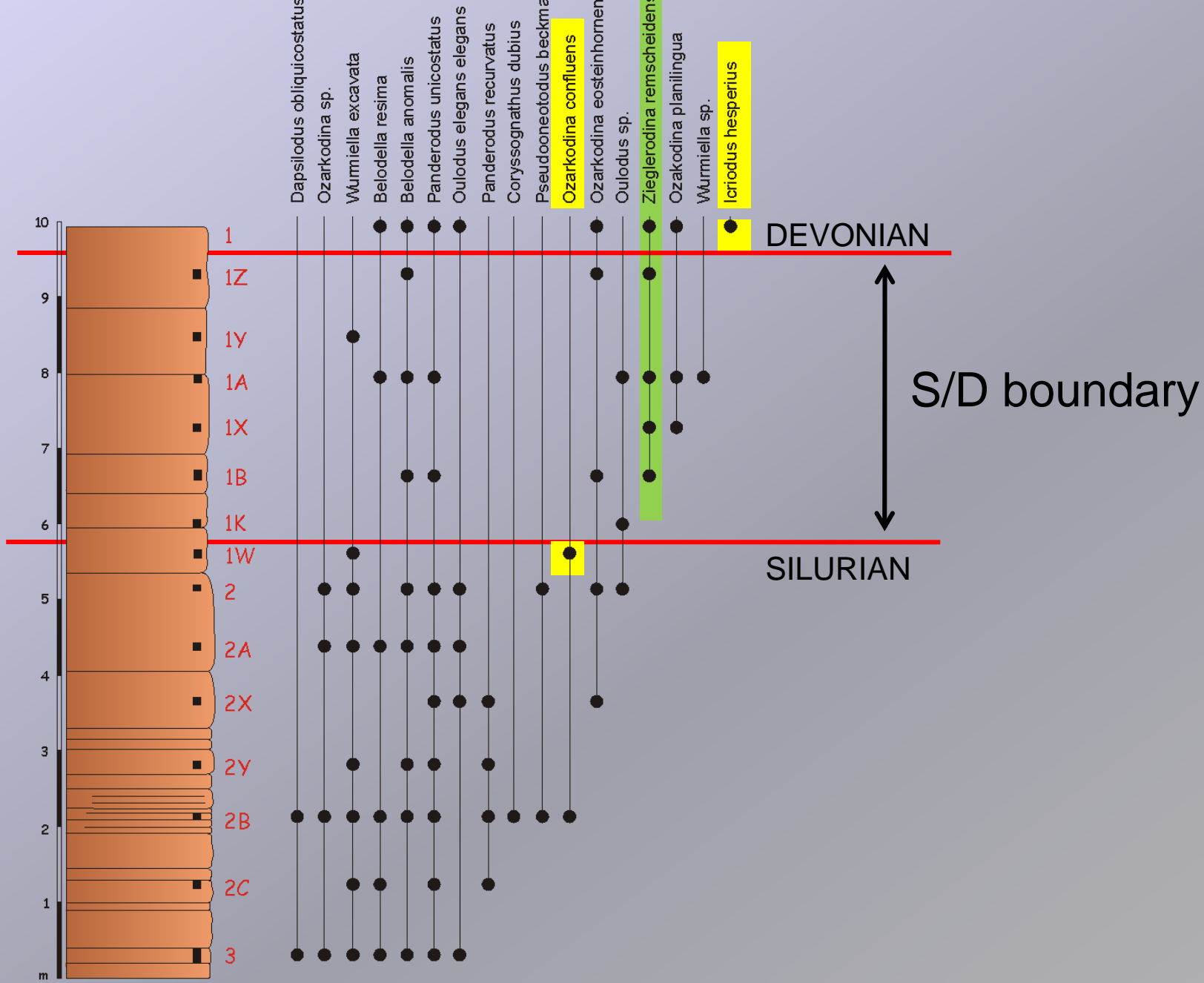


Corradini C. & Corrigan M.G., 2010. Silurian and lowermost Devonian conodonts from the Passo Volaja area (Carnic Alps, Italy).

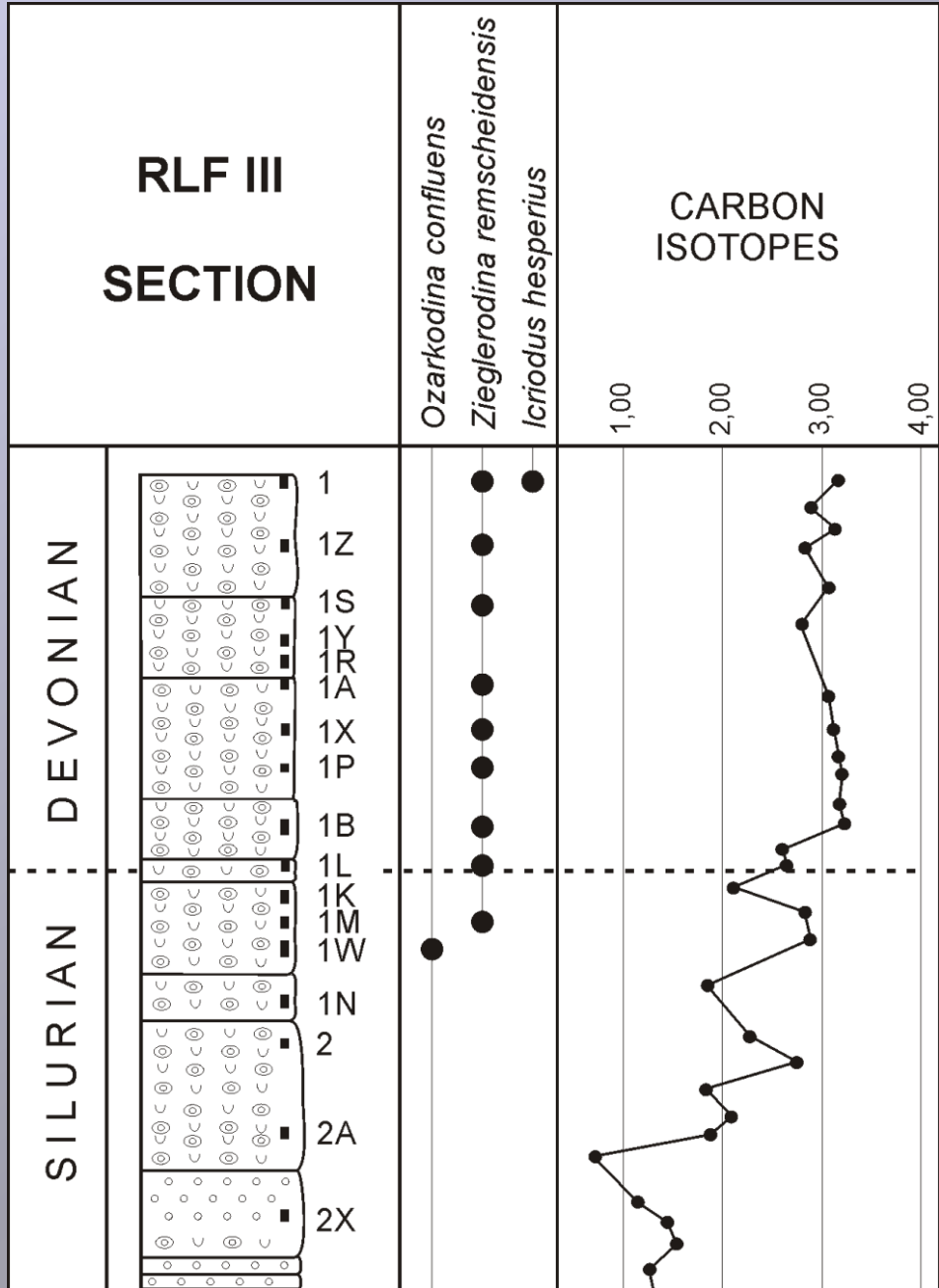
Stratigrafia isotopica - ESEMPIO



Corradini C. & Corrigan M.G., 2010. Silurian and lowermost Devonian conodonts from the Passo Volaja area (Carnic Alps, Italy).



Corradini C. & Corrigan M.G., 2010. Silurian and lowermost Devonian conodonts from the Passo Volaiia area (Carnic Alps, Italy).



Corradini C. & Corriga M.G., 2010. Silurian and lowermost Devonian conodonts from the Passo Volaiia area (Carnic Alps, Italy).