POLITECNICO DI TORINO
Repository ISTITUZIONALE

L'Evento Azolla e il Sequestro del Carbonio: Tra Paleoclimatologia e Biochar

Original
L'Evento Azolla e il Sequestro del Carbonio: Tra Paleoclimatologia e Biochar / Sparavigna, A.C., Giorcelli, M.. - ELETTRONICO. - (2026). [10.5281/zenodo.22209920]

Availability:
This version is available at: 11583/3015512 since: 2026-09-15T10:46:32Z

Publisher:

Published
DOI:10.5281/zenodo.22209920

Terms of use:

This article is made available under terms and conditions as specified in the corresponding bibliographic description in the repository

Publisher copyright

(Article begins on next page)

12 November 2026

L’Evento Azolla e il Sequestro del Carbonio: Tra Paleoclimatologia e Biochar

Amelia Carolina Sparavigna e Mauro Giorcelli

DISAT, Politecnico di Torino

L’Evento Azolla sarebbe stato un evento verificatosi durante l’Eocene medio (~49 Ma). Inteso come uno dei più imponenti episodi geologici di sequestro di anidride carbonica, tale evento sarebbe stato innescato dalla proliferazione massiva della felce acquatica Azolla nel bacino artico isolato e stratificato con acqua dolce. La capacità di questo organismo di raddoppiare la propria biomassa in pochi giorni — sostenuta dalla simbiosi permanente con il cianobatterio azotofissatore Nostoc azollae e alimentata dall'apporto fluviale di fosforo e ferro e da un efficiente riciclo nutrizionale localizzato — ha permesso il seppellimento di enormi quantità di carbonio organico in fondali anossici. Recentemente, la divulgazione scientifica e le proposte di geoingegneria sul clima hanno suggerito di trarre ispirazione da questo evento, ipotizzando la coltivazione di biomasse acquatiche da affondare negli oceani moderni per contrastare l'aumento dell’anidride carbonica atmosferica. Nel presente lavoro si conduce un'analisi critica di tali proposte, evidenziando insormontabili ostacoli fisico-chimici ed ecologici: la salinità dei mari aperti, la limitazione da micro-nutrienti e, soprattutto, il rischio di generare severe ed estese zone anossiche bentoniche con conseguente decomposizione batterica e rilascio di metano ed anidride carbonica. Una reale ed efficace valorizzazione del “modello Azolla” non risiede nell'affondamento oceanico, bensì nella conversione termochimica (pirolisi) della biomassa in biochar. Tale processo consente la fissazione stabile e plurisecolare del carbonio organico, fornendo al contempo un ammendante agricolo ad altissimo valore aggiunto, ricco di azoto bio-disponibile e in grado di rigenerare i suoli riducendo la dipendenza dai fertilizzanti di sintesi. Anche nel caso della pirolisi ci sono aspetti da considerare, come l’umidità molto alta della sostanza da pirolizzare. Una alternativa può essere l’hydrochar, che ha però lo svantaggio di essere un sequestro dell’anidride carbonica a medio termine contro il lungo termine del biochar.

Sintesi del documento

1. Inquadramento botanico: Pteridofita vs Alga

L'*Azolla* può essere scambiata per un'alga nel linguaggio comune a causa della sua abitudine di crescita (un manto verde galleggiante sulla superficie dell'acqua). Dal punto di vista sistematico, si tratta di una piccola felce acquatica pteridofita. La sua straordinaria capacità metabolica è dovuta alla simbiosi permanente con il cianobatterio azotofissatore *Nostoc azollae* (o *Anabaena azollae*), ospitato nelle cavità fogliari. Questa relazione rende l'organismo del tutto autonomo dall'azoto del substrato, consentendo un raddoppio della biomassa in appena 3–5 giorni in condizioni ottimali (Consorti et al., 2025).

2. L'Evento Azolla (Eocene Medio, ~49 Ma)
Circa 49 milioni di anni fa, durante l'Eocene medio, si sarebbe verificato un evento paleoclimatico di sequestro massivo del carbonio (l'*Azolla Event*):

- **Condizioni idrologiche:** Con un Oceano Artico trasformato in un bacino chiuso e caldo, l'elevato apporto fluviale avrebbe creato uno strato superficiale di acqua dolce galleggiante su acque marine profonde e salate, fornendo un habitat continuo per l'Azolla (Brinkhuis et al., 2006, Speelman et al., 2009).
- **Fosforo e Ferro come fattori limitanti:** Mentre l'azoto veniva fissato dall'atmosfera, il fosforo e il ferro venivano continuamente immessi sia dal forte *weathering* fluviale sia dal riciclo locale operato dalla pianta tramite la creazione di una micro-aloclina sottostante il tappeto vegetale (van Kempen et al., 2012).
- **Dinamica stagionale e lamine (Varve):** Durante l'estate polare (fino a 20 ore di luce continua), la proliferazione era esplosiva. Nell'inverno polare la pianta moriva rilasciando spore sul fondo. Questo ciclo ha depositato lamine stagionali nei sedimenti anossici dell'Artico (carotaggio ACEX 2004, https://theazollafoundation.org/azolla/the-arctic-azolla-event-2/).
- **Impatto climatico:** In circa 800.000 anni, l'assorbimento fotosintetico e il conseguente stoccaggio anossico della biomassa abbassarono la CO_2 atmosferica, innescando il raffreddamento globale del pianeta. Sull'impatto effettivo dell'Azolla nel raffreddamento globale sono di recente state sollevate delle critiche (Neville et al., 2019).

3. Analisi critica delle proposte di "Affondamento Oceanico"
Una recente proposta divulgativa sull'uso delle alghe nel controllo del clima suggerisce di simulare l'evento Azolla coltivando biomasse acquatiche per affondarle negli oceani (Doumeizel, 2024). Questa strategia presenta severi limiti fisico-chimici ed ecologici:

1. **Incompatibilità di Salinità:** L'Azolla è una felce d'acqua dolce e non può crescere in mare aperto salato (l'Artico dell'Eocene era un bacino stratificato unico).
2. **Rischio di Anossia e Rilascio di Metano:** L'affondamento di enormi quantità di biomassa in oceani non anossici consumerebbe l'ossigeno delle acque profonde, provocando la decomposizione batterica con rilascio di CO_2 e metano, azzerando i benefici e distruggendo la vita bentonica. Il metano è un gas serra molto peggiore dell'anidride carbonica.
3. **Scala Globale:** Per bilanciare le attuali emissioni antropiche servirebbero superfici acquatiche impraticabili senza una fertilizzazione massiva con un altissimo rischio di alterazione della chimica e biologia marina.

4. La via concreta: Pirolisi e Biochar
Piuttosto che ricorrere a un affondamento oceanico, l'elevata produttività primaria dell'Azolla (e di altre biomasse acquatiche) trova la sua reale applicazione nella conversione termochimica (pirolisi):

- **Stoccaggio Stabile:** La pirolisi trasforma il carbonio fotosintetico in biochar (carbone vegetale altamente stabile), bloccando il carbonio per secoli.
- **Valorizzazione Agronomica:** L'elevato contenuto di azoto di origine simbiotica rende il biochar o il residuo di Azolla un ammendante eccellente per la rigenerazione dei suoli e la riduzione dell'uso di concimi di sintesi.
- **Anche in questo caso della pirolisi esiste un problema:** Il problema è l'elevata umidità della massa da pirolizzare.

"Enormi quantità della felce d'acqua dolce Azolla liberamente natante sono cresciute e si sono riprodotte in situ nell'Oceano Artico durante l'Eocene medio, come dimostrato dall'analisi microscopica di sedimenti microlaminati recuperati dalla Dorsale di Lomonosov durante la Spedizione 302 dell'Integrated Ocean Drilling Program (IODP). La tempistica della fase di Azolla (~48,5 Ma) coincide con i primi segni dell'inizio della transizione da una Terra a effetto serra (greenhouse) a una Terra di tipo glaciale (icehouse) moderna. La crescita sostenuta dell'Azolla, attualmente classificata tra le piante a crescita più rapida sulla Terra, in un grande bacino oceanico anossico potrebbe aver contribuito

alla diminuzione dei livelli atmosferici di pCO_2 tramite il seppellimento di materia organica derivata dall'Azolla. Le conseguenze di queste enormi fioriture di Azolla sui cicli regionali e globali dei nutrienti e del carbonio sono ancora ampiamente sconosciute. Sono stati avviati esperimenti di coltivazione per indagare l'influenza di livelli elevati di pCO_2 sulla crescita dell'Azolla, mostrando un marcato aumento della produttività dell'alga/pianta in condizioni di pCO_2 elevate (760 e 1910 ppm). I risultati combinati del carbonio organico, dello zolfo, del contenuto di azoto e delle misurazioni di ^{15}N e ^{13}C nei sedimenti dell'intervallo dell'Azolla illustrano il potenziale contributo della fissazione dell'azoto in un Artico eocenico stratificato ed eusinico. I calcoli dei flussi sono stati usati per ricostruire quantitativamente il potenziale stoccaggio di carbonio (0,9–3,5 x 10^{18} gC) nell'Artico durante l'intervallo dell'Azolla. Si stima che tale immagazzinamento di carbonio comporterebbe una riduzione da 55 a 470 ppm della pCO_2 in condizioni eoceniche, indicando che le fioriture artiche di Azolla potrebbero aver avuto un effetto significativo sui livelli atmosferici globali di pCO_2 attraverso un maggiore seppellimento di materia organica" (Speelman et al., 2009).

"È stato ipotizzato, sulla base dell'idrologia moderna e di simulazioni paleoclimatiche completamente accoppiate, che le calde condizioni a effetto serra (greenhouse) che hanno caratterizzato il periodo del Paleogene inferiore (55-45 milioni di anni fa) abbiano probabilmente indotto un ciclo idrologico intensificato, con precipitazioni superiori all'evaporazione alle alte latitudini. Tuttavia, finora, sono state disponibili poche prove sul campo per vincolare le condizioni oceaniche nell'Artico durante questo periodo. Qui analizziamo i sedimenti del Paleogene ottenuti durante l'Arctic Coring Expedition, mostrando che grandi quantità della felce galleggiante Azolla crebbero e si sono riprodussero nell'Oceano Artico all'inizio dell'epoca dell'Eocene medio (circa 50 milioni di anni fa). L'Azolla e i costanti e abbondanti microfossili organici e silicei d'acqua dolce indicano un rinfrescamento episodico delle acque superficiali artiche durante un intervallo di circa 800.000 anni. La conclusione della fase di Azolla nell'Artico coincide con un aumento della temperatura locale della superficie del mare da circa 10 gradi C a 13 gradi C, indicando simultanei aumenti dell'apporto di sale e calore dovuti all'influsso di acque dagli oceani adiacenti. Suggeriamo che l'inizio e la conclusione della fase di Azolla dipendessero dal grado di scambio oceanico tra l'Oceano Artico e i mari adiacenti." (Brinkhuis et al., 2006).

"La conoscenza dell'evoluzione delle concentrazioni atmosferiche di anidride carbonica lungo l'intera storia della Terra è importante per una ricostruzione dei legami tra il clima e la forza radiante delle temperature superficiali terrestri. Sebbene si ritenga comunemente che nell'era Cenozoica inferiore (circa 60 milioni di anni fa) le concentrazioni atmosferiche di anidride carbonica fossero più elevate rispetto a quelle attuali, vi è disaccordo riguardo agli esatti livelli di anidride carbonica, alla tempistica del calo e ai meccanismi più importanti per il controllo delle concentrazioni di CO_2 su scala temporale geologica. In questo studio utilizziamo i rapporti degli isotopi di boro nei guscio di fossili di foraminiferi planctonici per stimare il pH dello strato superficiale dell'acqua di mare negli ultimi 60 milioni di anni, il quale può essere impiegato per ricostruire le concentrazioni atmosferiche di CO_2. Stimiamo concentrazioni di CO_2 superiori a 2.000 p.p.m. per il tardo Paleocene e l'Eocene primordiale (da circa 60 a 52 milioni di anni fa), e riscontriamo un calo irregolare tra 55 e 40 milioni di anni fa che potrebbe essere stato causato da un ridotto degassamento di CO_2 da dorsali oceaniche, vulcani e cinture metamorfiche e da un maggiore seppellimento del carbonio. A partire dal Miocene inferiore (circa 24 milioni di anni fa), le concentrazioni di CO_2 atmosferica sembrano essere rimaste al di sotto delle 500 p.p.m. e sono risultate più stabili rispetto al passato, sebbene intervalli transitori di riduzione della CO_2 possano essersi verificati durante periodi di rapido raffreddamento circa 15 e 3 milioni di anni fa" (Pearson & Palmer, 2000).

"I resti della felce d'acqua dolce Azolla, trovati nei sedimenti dell'Eocene (circa 50 milioni di anni fa) nell'odierno Oceano Artico centrale, sono stati utilizzati per ipotizzare che coperture stagionali d'acqua dolce coprissero l'intero Oceano Artico durante quel periodo, con un impatto significativo sulla circolazione oceanica globale e sul clima. Tuttavia, queste testimonianze si trovano sulla Dorsale di Lomonosov, che durante l'Eocene era un frammento continentale appena separatosi (tramite rifting) dall'Eurasia, dividendo il più piccolo Bacino Eurasiatico dal Bacino Americasiatico, molto più grande, situato a ovest. In quanto tale, la Dorsale di Lomonosov non registra necessariamente le condizioni ambientali del più vasto Oceano Artico. Abbiamo testato l'ipotesi della copertura d'acqua dolce esaminando le testimonianze sedimentarie provenienti dal Bacino Americasiatico occidentale. Qui dimostriamo che nel più ampio Bacino Americasiatico l'evento Azolla è associato a microfauna marina insieme a materia organica alloctona (di origine terrestre). Proponiamo che gli eventi Azolla siano legati a un'intensificazione del ciclo idrologico che ha dilavato Azolla di origine terrestre, e altra materia organica, nell'Oceano Artico. Se si sono verificate coperture d'acqua dolce, esse erano tutt'al più limitate al piccolo Bacino Eurasiatico e avrebbero avuto un impatto limitato sul clima globale dell'Eocene, contrariamente ai modelli attuali" (Neville et al., 2019).

Introduzione

In recenti dibattiti sulla mitigazione climatica e sulla geoingegneria marina (si veda, ad esempio, V. Doumeizel, La Rivoluzione delle Alghe, 2024) è stata avanzata l'ipotesi di coltivare biomasse acquatiche su vasta scala per affondarle negli oceani, prendendo a modello l' "Evento Azolla" di 49 milioni di anni fa.

Sebbene l'idea di sequestrare anidride carbonica sottomettendo grandi masse vegetali negli abissi possa apparire suggestiva, un'analisi biogeochimica rigorosa dimostra come tale approccio presenti insormontabili limiti ecologici e rischi di anossia bentonica. Nel presente lavoro si analizza il fenomeno dell'Eocene per chiarire perché non sia riproducibile negli oceani attuali e si propone un'alternativa concreta e priva di rischi: la conversione della biomassa in biochar e hydrochar per la rigenerazione dei suoli agricoli. Tuttavia, anche in questo caso esistono delle criticità nei processi termochimici e di trasformazione. Esse sono l'elevatissima umidità iniziale e l'accumulo di sali e metalli pesanti. Per la pirolisi secca volta alla produzione di biochar, l'altissimo contenuto d'acqua della pianta fresca rappresenta un ostacolo termodinamico, richiedendo una fase di essiccamento preventivo molto energivora. Inoltre, grazie alla sua capacità di fitodepurazione, l'*Azolla* assorbe ed accumula metalli pesanti, nitrati e sali presenti nelle acque. Se la biomassa di partenza proviene da bacini inquinati, il biochar o l'hydrochar ottenuti rischiano di riconcentrare tali contaminanti, rendendoli idonei solo a usi specifici (catalizzatori o bonifiche industriali) e non all'impiego su suoli agricoli destinati all'alimentazione.

La felce acquatica

L'Azolla può essere scambiata per un'alga per via del suo aspetto consistente in un manto verde galleggiante sull'acqua, e della sua tendenza a proliferare rapidamente nei bacini idrici. In realtà si tratta di una piccola felce acquatica pteridofita. La sua vera forza risiede in un accordo simbiotico con un cianobatterio (l' *Anabaena azollae* o *Nostoc azollae*) ospitato nelle cavità delle sue foglioline. Questo batterio fissa l'azoto atmosferico rendendolo disponibile alla pianta. In questo modo l'Azolla cresce a ritmi straordinari, anche raddoppiando la biomassa in 3-5 giorni, ed è ricca di azoto.

Origine Evolutiva e Fisiologia della Simbiosi Azolla-Nostoc

A differenza di altre associazioni simbiotiche vegetali in cui la pianta deve re-infettarsi o reclutare il partner batterico dal suolo a ogni generazione, l'interazione tra la felce Azolla e il cianobatterio azoto-fissatore Nostoc azollae rappresenta un caso eccezionale di simbiosi obbligata a trasmissione verticale intergenerazionale (Li et al., 2018). Consolidatasi durante il Tardo Cretaceo (circa 80 milioni di anni fa), questa co-evoluzione ha portato il batterio Nostoc azollae a perdere la capacità di vivere autonomamente, trasformandosi in un endosimbionte permanente ospitato all'interno di cavità mucillaginose specializzate della pagina dorsale delle fronde (Ran et al., 2010). Durante la riproduzione sessuale della felce, filamenti batterici vengono "impacchettati" negli organi riproduttivi dell'Azolla garantendo la continuità dell'associazione nelle generazioni successive. Tale integrazione morfologica e metabolica consente un'elevata capacità di fissazione dell'azoto atmosferico che sostiene i tassi di crescita e l'accumulo proteico record della biomassa.

Applicazioni chiave dell'Azolla

- **Fertilizzante naturale:** Storicamente usata nelle risaie asiatiche come concime verde, rilascia azoto nel terreno soffocando al contempo le erbe infestanti e riducendo l'evaporazione dell'acqua.
- **Mangimi per animali.**
- **Fitodepurazione:** Assorbe con grande efficienza metalli pesanti, nitrati e fosfati dalle acque reflue (Goala et al., 2025).

- **Biomassa e ammendante:** La sua elevata resa di biomassa la rende un'ottima candidata per la produzione di biocarburanti o come precursori per biochar e ammendanti agricoli (Korsa et al., 2024; Miranda et al., 2016; Arefin et al., 2021).
- **Effetto cromatico:** Quando esposta a freddo o luce intensa, sintetizza antociani e virando dal verde brillante a un rosso-mattone molto suggestivo.

Parametri di Coltivazione e Vulnerabilità ai Fitofagi (*Azolla filiculoides*)
L'ottimizzazione della resa di biomassa di *Azolla filiculoides* per scopi mangimistici (es. acquacoltura) richiede un preciso bilanciamento dei fattori microclimatici e nutrizionali. Prove sperimentali condotte da Pouil et al., 2020, mostrano che la massima produttività della felce si ottiene in condizioni di piena luce solare diretta e con un elevato apporto di fertilizzanti inorganici ad alto contenuto di fosforo. L'intensificazione nutrizionale comporta però un importante *trade-off* ecologico: la biomassa di *A. filiculoides* coltivata ad alti livelli di fertilizzazione risulta significativamente più appetibile ed è predata preferenzialmente da gasteropodi invasivi come la lumaca (*Pomacea canaliculata*). La gestione delle vasche di coltivazione deve di conseguenza prevenire l'estinzione della coltura ad opera di specie fitofaghe opportuniste.
Quindi, sebbene l' *Azolla* presenti straordinarie proprietà agronomiche e di sequestro del carbonio, la sua gestione e applicazione comportano diverse controindicazioni e rischi ecologici, biochimici e operativi che è fondamentale considerare.

Controindicazioni nutrizionali e sanitarie (Uso zootecnico e umano)
- **Tossicità batterica (BMAA):** La simbiosi permanente con il cianobatterio *Nostoc azollae* può comportare la produzione di cianotossine, in particolare la neurotossina BMAA (β-N-metilamino-L-alanina). Per questo motivo l'*Azolla* non è adatta al consumo umano diretto e richiede forte cautela o limiti di dosaggio nell'alimentazione animale.
- **Elevato contenuto di tannini:** Per il bestiame o la fauna monogastrica, un'alta percentuale di *Azolla* nella dieta può risultare indigesta o limitare l'assorbimento delle proteine a causa della presenza di tannini e dell'alto contenuto minerale (sali e silice).

Tolleranza dei Gasteropodi e Bioaccumulo: È importante precisare che la presenza della neurotossina BMAA non esplica un effetto biocida o repellente nei confronti dei gasteropodi acquatici come la lumaca Pomacea canaliculata. Molti invertebrati pascolatori possiedono infatti una tolleranza fisiologica a questi amminoacidi non proteici, riuscendo a nutrirsi della biomassa arricchita di nutrienti senza subire danni neurotossici diretti. Questo fenomeno rappresenta un fattore critico di rischio ecotossicologico: agendo da vettori tolleranti, tali gasteropodi possono concentrare la tossina nei propri tessuti, innescando processi di bioaccumulo e biomagnificazione lungo la rete trofica a danno di predatori superiori, come pesci, avifauna e potenziale fauna d'allevamento (Purdie et al., 2009).

Mangimi a base di Azolla per specifiche categorie di animali: Ecco un elenco delle categorie interessate.

1. Polli da carne, Galline ovaiole e Anatre (Avicoltura)
- Le anatre e le oche in particolare, avendo un tratto digerente adattato a vegetali acquatici, metabolizzano bene l'Azolla. Nelle galline ovaiole, l'Azolla (utilizzata essiccata o fresca migliora la pigmentazione del tuorlo (grazie ai carotenoidi e ai pigmenti polifenolici) e aumenta la robustezza del guscio d'uovo grazie all'apporto equilibrato di calcio e minerali (Khatun et al., 2008).

2. Ruminanti (Bovini, Ovini e Caprini)

- A differenza dei monogastrici, i ruminanti (bovini, ovini e caprini) sfruttano la complessa microflora rumenale per metabolizzare parzialmente i polifenoli. In questo contesto, dosi moderate di tannini condensati presenti nell' Azolla esplicano un ruolo fisiologico favorevole noto come effetto "proteina passante" (bypass protein): i tannini legano reversibilmente le frazioni proteiche a pH rumenale neutro, proteggendole dalla deaminazione microbica precoce. Il complesso si dissocia successivamente consentendo un assorbimento ottimale degli amminoacidi essenziali (Min et al., 2003; Promkot & Wanapat, 2003). Inoltre, la presenza di tali metaboliti secondari contribuisce a ridurre il meteorismo e svolge un'azione antiparassitaria naturale nei confronti dei nematodi gastrointestinali (Hoste et al., 2006).

3. Pesci Erbivori ed Onnivori (Acquacoltura)

- Specie come la Tilapia (*Oreochromis niloticus*), la Carpa erbivora (*Ctenopharyngodon idella*) e il Pesce gatto africano (*Clarias gariepinus*) possiedono adattamenti digestivi specifici per le macrofite acquatiche. In queste specie, l'Azolla (fresca o essiccata in farina) può sostituire in parte le farine di soia o di pesce, riducendo i mangimi commerciali senza impattare negativamente sull'indice di conversione corporea (Yohana et al., 2023; Al-Dubakel et al., 2020; Shafiq et al., 2025).

4. Conigli (Cunicoltura)

- I conigli sono capaci di effettuare la cecotrofia (Lebas et al., 1997). La presenza di fibra solubile e insolubile nell'Azolla stimola la motilità intestinale e previene la stasi cecale. Somministrata in parte con la dieta, fornisce proteine e fibra di eccellente qualità (Abd-Elfadiel Hagag et al., 2026).

Regole per la somministrazione

L'Azolla esprime il suo massimo valore nutrizionale non come alimento unico, ma come integratore proteico-minerale (dal 10% al 20% della sostanza secca totale). In questo intervallo percentule:

1. L'effetto dei tannini rimane al di sotto della soglia di inibizione enzimatica.
2. Si sfrutta appieno l'elevato profilo amminoacidico dell'Azolla (Sanginga & Van Hove, 1989; Alalade & Iyayi, 2006).
3. Si riducono i costi aziendali legati ai mangimi proteici tradizionali (soia e erba medica).

Rischi ecologici e ambientali dell'Azolla

- **Invasività ed eutrofizzazione:** La velocità di proliferazione (raddoppio della biomassa in 3–5 giorni) la rende altamente invasiva. Se introdotta in bacini idrici non controllati, forma manti densi che azzerano la penetrazione della luce solare, provocando anossia della colonna d'acqua sottostante, soffocamento della fauna ittica e crollo della biodiversità acquatica.
- **Rischio di anossia e rilascio di metano (in caso di affondamento):** Tentare di replicare l' "Evento Azolla" affondando masse organiche in mare o in bacini privi di anossia naturale consumerebbe l'ossigeno delle acque profonde. La conseguente decomposizione batterica anaerobica rilascerebbe metano (CH_4) e anidride carbonica, annullando i benefici del stoccaggio e creando estese "zone morte" bentoniche.
- **Sbarramento luminoso per la microfauna:** Nelle acque dolci, la copertura totale ruba la luce alle microalghe e altera la fotosintesi del fondo, potendo destabilizzare le popolazioni di zooplancton e le piante sommerse.

Nel Sud-Est Asiatico

L'impiego dell'Azolla come fertilizzante naturale e regolatore ecosistemico nelle risaie è una pratica millenaria con dettagli agronomici e biochimici affascinanti, noti per lo più agli addetti ai lavori di agroecologia avanzata. Ecco come funziona questa "tecnologia biologica":

A differenza dei concimi chimici sintetici (come l'urea o il solfato di ammonio), l'Azolla fornisce un azoto a rilascio graduale e bio-disponibile:

- **Fissazione continua durante la crescita:** Il cianobatterio *Nostoc azollae* vive nelle cavità basali delle foglioline dell'Azolla. Questo micro-organismo possiede l'enzima nitrogenasi, capace di spezzare il triplo legame della molecola di azoto atmosferico (N_2) per convertirlo in ammonio (NH_4^+). L'Azolla fornisce al cianobatterio i carboidrati prodotti con la fotosintesi e ne riceve in cambio composti azotati. Pertanto, un tappeto maturo di Azolla su un ettaro di risaia può accumulare azoto in modo da ridurre l'uso di urea commerciale (Jama et al., 2023; per altre proprietà dell'Azolla si veda http://www.knowledgebank.irri.org/training/fact-sheets/nutrient-management/item/azolla).
- **Il momento del rilascio (Decomposizione):** Finché l'Azolla è viva, trattiene l'azoto per sé. Il rilascio effettivo nel terreno avviene quando la pianta muore e si decompone. Nelle pratiche tradizionali (come quelle in Vietnam od in Cina), l'Azolla viene interrata nel fango (tramite lavorazione meccanica o manuale) prima del trapianto del riso o durante la sarchiatura (Lumpkin & Plucknett, 1980).
- **Cinematica della mineralizzazione:** Grazie al suo basso rapporto Carbonio/Azoto (C/N $\approx 10-15$), la biomassa dell'Azolla si decompone molto rapidamente e viene mineralizzata in forma ammoniacale (NH_4^+). "The inorganic nitrogen released by Azolla and available to companion crops, such as rice, is about 70% of that of ammonium sulfate" (Consorti et al., 2025, citando Watanabe et al., 1977) e ciò avviene in coincidenza con la fase di massima richiesta nutrizionale del riso.

Il Soffocamento delle Erbe Infestanti (Controllo Fisico e Chimico)

L'Azolla agisce come un vero e proprio "pacciamante vivo" (*living mulch*) attraverso due meccanismi combinati:

- **Sbarramento della luce (Effetto ombra):** Quando l'Azolla copre il 100% della superficie dell'acqua, forma uno strato fitto e galleggiante di 1–3 cm di spessore. Questo strato blocca gran parte della radiazione fotosinteticamente attiva (PAR) verso il fondo della risaia. Le piante infestanti acquatiche e semi-acquatiche, i cui semi germogliano sul fango sommerso, muoiono per inedia nelle prime fasi di sviluppo.
- **Barriera meccanica:** La densità del manto vegetale crea una vera e propria resistenza fisica che impedisce alle giovani piantine infestanti di emergere in superficie. Il riso, invece, venendo trapiantato con piantine già alte e sviluppate che svettano al di sopra dello strato d'acqua, non subisce l'effetto ombra e cresce incontestato.
- **Effetto allelopatico:** Alcuni studi evidenziano che la decomposizione delle fronde di Azolla rilascia nel micro-ambiente acquatico composti fenolici e acidi organici in grado di inibire la germinazione dei semi di molte avversità botaniche (Yang et al., 2025).

Riduzione dell'Evaporazione e Modulazione Termica

L'impatto microclimatico della copertura di Azolla sullo specchio d'acqua è notevole:

- **Riduzione dell'evaporazione diretta:** Coprendo la superficie liquida, l'Azolla riduce l'evaporazione diretta dell'acqua dalla risaia. In contesti di scarsità idrica o in climi caldi, questo consente di mantenere la sommersione con un volume d'irrigazione ridotto.
- **Isolamento termico e stabilità di temperatura:** Il tappeto vegetale agisce come uno scudo termico:
    - **Di giorno:** Riflette e assorbe la radiazione solare primaria, mantenendo l'acqua sottostante più fresca rispetto a uno specchio d'acqua nudo. Questo previene il surriscaldamento delle radici del riso nelle ore centrali della giornata estiva.

- **Di notte:** Riduce la dispersione del calore per irraggiamento, mantenendo l'acqua leggermente più calda.

Effetti Collaterali Benefici e "Invisibili"

- **Inibizione della proliferazione delle zanzare:** Il manto continuo impedisce fisicamente alle zanzare adulte (*Anopheles*, *Culex*) di posarsi sull'acqua per deporre le uova. Inoltre, impedisce alle larve già presenti di risalire in superficie per respirare attraverso il sifone, riducendo drasticamente le popolazioni larvali (effetto ampiamente studiato in epidemiologia agraria per il controllo della malaria).
- **Riduzione delle perdite di azoto per volatilizzazione:** Nelle risaie tradizionali fertilizzate con sintesi chimica, l'innalzamento del pH dell'acqua dovuto alla fotosintesi delle microalghe monocellulari favorisce la conversione dell'ammonio in ammoniaca gassosa (NH_3), che si perde nell'atmosfera. L'Azolla, coprendo la superficie e bloccando la luce alle microalghe, stabilizza il pH dell'acqua a valori neutri o leggermente acidi, riducendo le perdite di ammoniaca per volatilizzazione (Vlek et al., 2002, de Macale & Vlek, 2004, Cissé & Vlek, 2003).
- **Fissazione del Carbonio nel Suolo:** Oltre all'azoto, l'interramento periodico della biomassa di Azolla apporta elevate quantità di sostanza organica fresca al suolo, migliorando la struttura del fango, la capacità di scambio cationico e fungendo da substrato per i micro-organismi benefici del suolo.

Pertanto, al riso non fa assolutamente nulla di male, ed è proprio questo il grande "trucco" biologico e agronomico che ha reso l'Azolla il miglior alleato dei coltivatori di riso per millenni. Anzi, la combinazione riso-Azolla è un esempio perfetto di effetto sinergico in agricoltura. I motivi per cui non danneggia il riso sono legati alle diverse nicchie ecologiche e alle differenti altezze delle due piante:

1. Differenza di altezza e sviluppo (Niente competizione per la luce)

- L'Azolla è una felce minuscola (alta pochi millimetri) che galleggia esclusivamente sulla superficie dell'acqua.
- Il riso viene coltivato trapiantando piantine già alte 15–20 cm oppure seminando in acqua, ma in ogni caso sviluppa steli lunghi che emergono nettamente sopra il livello dell'acqua.
- Poiché il riso svetta verso l'alto, riceve la luce del sole in abbondanza senza che l'Azolla possa fargli ombra. È l'Azolla, semmai, a fare ombra al fondo del fango, soffocando le infestanti che invece cercano di germogliare dal basso.

2. Le radici non competono

- Le radici dell'Azolla sono cortissime (un paio di centimetri) e pendono corte nell'acqua per assorbire i nutrienti disciolti nella colonna d'acqua superficiale.
- Le radici del riso affondano in profondità nel terreno e nel fango, dove vanno a pescare i sali minerali e l'azoto mineralizzato. Non c'è quindi alcuna competizione nello spazio radicale.

3. Nessuna competizione per l'azoto

- L'Azolla non "ruba" l'azoto dal terreno per crescere, perché se lo fabbrica da sola catturando l'azoto dall'aria grazie al cianobatterio *Nostoc*.
- Quando l'Azolla muore (o viene interrata dagli agricoltori), l'azoto che ha catturato viene rilasciato sotto forma di ammonio (NH_4^+), che diventa concime puro e prontamente assimilabile dalle radici del riso.

4. Il riso trae solo vantaggi

Gli unici "effetti" sul riso sono tutti estremamente positivi:

- **Più nutrimento:** Riceve una quantità di azoto naturale equivalente a quella dei fertilizzanti chimici.
- **Meno erbacce:** Non deve competere con piante infestanti ostili (come il *giavone*).
- **Radici più fresche:** Durante le calde giornate estive, il manto di Azolla protegge l'acqua dal surriscaldamento eccessivo, mantenendo l'apparato radicale del riso a una temperatura ideale.

L'unico scenario in cui l'Azolla potrebbe dar fastidio è nella semina diretta in acqua se non si dosano bene i tempi, ma nella pratica agricola consolidata (trapianto delle piantine o gestione del livello dell'acqua) il riso cresce rigoglioso e ringrazia.

Ricordiamo ancora che lo sbarramento della luce da parte dell'Azolla esercita una duplice azione nell'ecosistema acquatico:

1. **Sul versante vegetale:** Come già visto, impedisce la fotosintesi sul fondo, soffocando sul nascere le erbe infestanti e le microalghe concorrenti.
2. **Sul versante zooplanctonico:** Creando un ambiente protetto e inibendo la proliferazione di microalghe dannose o la volatilizzazione dell'azoto, il sistema d'ombra modulato dal manto vegetale interagisce direttamente con la microfauna acquatica (tra cui, ad esempio, le *Daphnia*), la quale trova nel sottostrato radicale un rifugio dalla predazione e una nicchia ricca di materia organica decomposta.

L'intreccio tra la minuscola *Azolla* e i microrganismi d'acqua dolce dimostra come anche le componenti più infinitesimali della biologia acquatica abbiano da sempre guidato dinamiche ecologiche di portata straordinaria.

Il Dilemma dell'Ombra: Rifugio vs. Anossia

L'effetto del manto d'ombra di *Azolla* dipende interamente dalla scala di copertura e dalle condizioni di flusso del bacino.

- **A copertura parziale o controllata (Effetto Benefico):** Quando l'*Azolla* occupa solo una porzione della superficie (o in bacini idrici dinamici), il micro-ambiente sottostante alle fronde funziona come un ottimo habitat. Le radici pendenti creano una struttura tridimensionale che protegge lo zooplancton dai pesci predatori, mentre l'inibizione selectiva delle microalghe nocive stabilizza il pH. In questo scenario, l'ombra è un "rifugio".
- **A copertura totale e stagnante (Controindicazione Ecologica):** Quando il manto vegetale diventa continuo (100% della superficie) e rimane immobile per lungo tempo, la fotosintesi sul fondo viene azzerata del tutto. Senza fotosintesi profonda e senza scambio di ossigeno con l'atmosfera, l'acqua sottostante va in **anossia** (carenza d'ossigeno). A quel punto, il "rifugio" per le *Daphnia* ad esempio si trasforma in una trappola mortale, perché anche lo zooplancton necessita di ossigeno disciolto per respirare.

L'*Azolla* è un "ingegnere dell'ecosistema" finché la sua crescita è contenuta o bilanciata; diventa una minaccia ecologica solo quando la sua velocità esplosiva di moltiplicazione prende il sopravvento, soffocando lo specchio d'acqua.

L'Evento Azolla

Vediamo ora che cosa viene comunemente inteso come l'Evento Azolla (49 milioni di anni fa).

- **Il contesto:** L'Artico non era un oceano aperto come oggi, ma un bacino quasi del tutto chiuso e circondato da continenti, con un clima caldo-umido (un vero e proprio regime "greenhouse").
- **La proliferazione:** Sulla superficie dell'Artico si formò uno strato di acqua dolce dovuto all'abbondante pioggia e ai fiumi che vi sfociavano, senza mescolarsi con l'acqua salata sottostante. L'*Azolla* trovò le condizioni ideali e coprì un'area di ben 4 milioni di chilometri quadrati, come supposto da Speelman et al., 2009.
- **Il sequestro del carbonio:** Crescendo a ritmi vertiginosi grazie alla simbiosi con i cianobatteri, l'Azolla assorbì enormi quantità di CO_2 dall'atmosfera.
- **Il deposito sul fondo:** Quando le piante morivano, sprofondavano sui fondali anossici dell'Artico (vedi Appendice A). Mancando l'ossigeno per la decomposizione, la biomassa non rilasciò la CO_2 e si trasformò in sedimenti ricchi di carbonio (stoccaggio permanente).
- **Il cambio climatico:** Questo processo durò circa 800.000 anni e contribuì ad abbassare la concentrazione di CO_2 atmosferica. Come detto da Pearson & Palmer, 2000, si stimano "concentrazioni di CO_2 superiori a 2.000 p.p.m. per il tardo Paleocene e l'Eocene primordiale (da circa 60 a 52 milioni di anni fa)", e si riscontra "un calo irregolare tra 55 e 40 milioni di anni fa che potrebbe essere stato causato da un ridotto degassamento di CO_2 da dorsali oceaniche, vulcani e cinture metamorfiche e da un maggiore seppellimento del carbonio". L'evento Azolla è quindi legato ad un maggior seppellimento di carbonio. In sostanza la CO_2 in atmosfera passò da più di 2000 ppm a ~500 ppm nel Miocene. Il clima della Terra divenne più freddo (passaggio da una "Terra serra" a una "Terra ghiacciaia") (Brinkhuis et al., 2006).

L'idea di trarre ispirazione da questo evento naturale per la cattura e lo stoccaggio del carbonio (CCS) tramite biomassa è al centro di diversi studi attuali sulla geoingegneria.

Perché proprio l'Azolla? Come facciamo a saperlo?

Il motivo per cui questa pianta pare essere stata protagonista di un evento globale risiede in una "tempesta perfetta" di biologia, geografia e idrologia nell'Eocene medio. In quel periodo l'artico era un oceano substropicale, con temperature anche superiori ai 20 gradi (Sluijs et al., 2006).

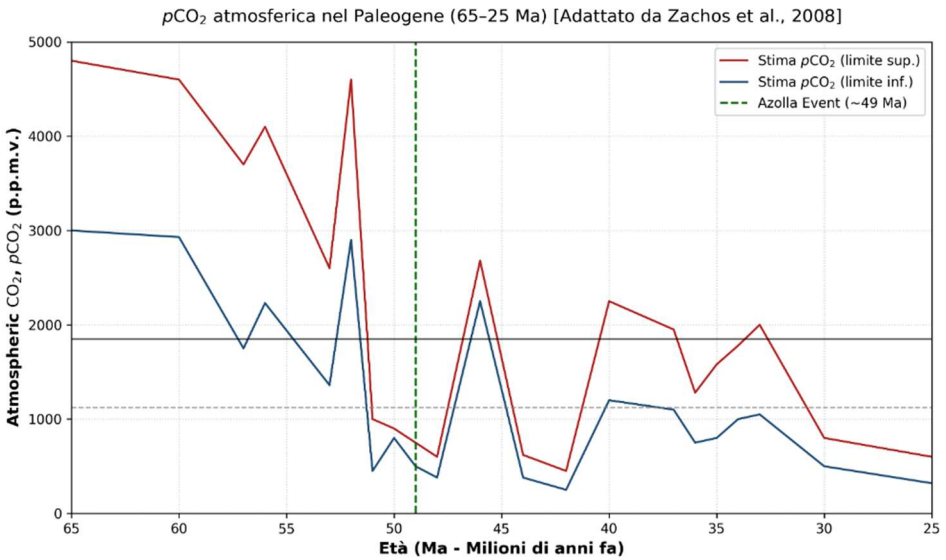
- **Simbiosi e autonomia azotata:** L'Azolla vive in simbiosi permanente con il cianobatterio *Nostoc azollae*, in grado di fissare l'azoto atmosferico direttamente. Non essendo limitata dalla disponibilità di azoto nel terreno o nell'acqua, la pianta poteva crescere a ritmi vertiginosi.
- **Stratificazione dell'Oceano Artico:** 49 milioni di anni fa l'Artico era, come già detto, un bacino quasi completamente chiuso. L'elevata piovosità e il flusso dei fiumi crearono uno strato superficiale di acqua dolce sottile e stabile, galleggiante sull'acqua salata più densa (Speelman et al., 2009, Brinkhuis et al., 2006). L'Azolla, essendo una felce di acqua dolce, trovò un habitat con una superficie stimata in 4 milioni di km² su cui espandersi (Speelman et al., 2009). Studi recenti (Neville et al., 2019) hanno però evidenziato che la superficie poteva essere molto inferiore.
- **Condizioni di crescita ideali:** Un'atmosfera ricca di CO_2 (più di 2000 ppm), un clima caldissimo e fino a 20 ore di luce solare continua al giorno durante l'estate polare fecero sì che la biomassa raddoppiasse ogni pochi giorni.
- **Trappola per il carbonio:** Quando le piante morivano, sprofondavano nelle acque profonde dell'Artico, completamente anossiche (prive di ossigeno) a causa della mancanza di circolazione. Senza ossigeno né decompositori, il carbonio accumulato dalla fotosintesi rimase sepolto nei sedimenti invece di tornare in atmosfera.

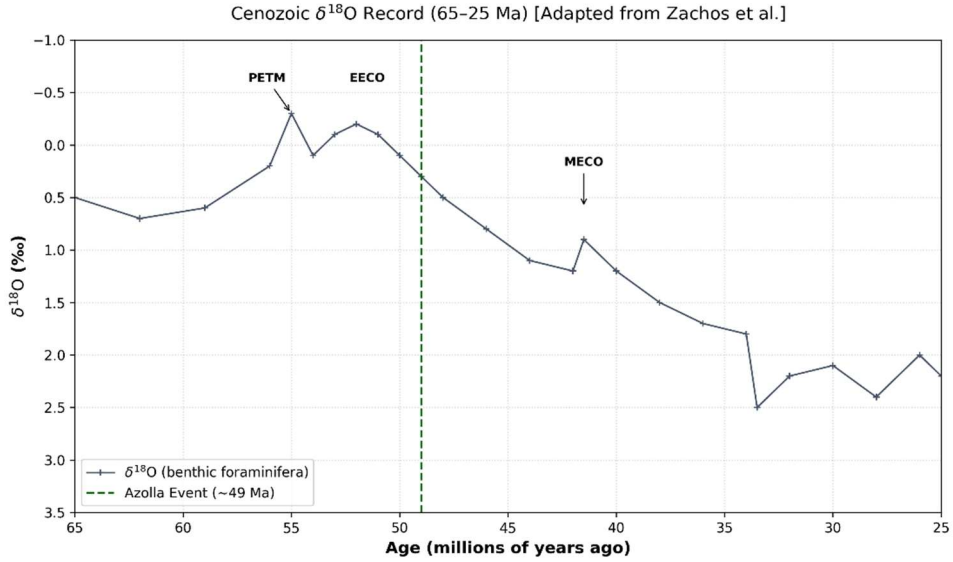
La prova dell'Evento Azolla è stata scoperta nel 2004 durante la spedizione ACEX (*Arctic Coring Expedition* / IODP Expedition 302), che ha perforato i fondali della dorsale di Lomonosov, vicino al Polo Nord:

- **Carote di sedimento laminato:** I carotaggi hanno estratto sequenze di sedimenti spesse diversi metri formate da sottilissimi strati alternati. Anche un millimetro di fango marino "normale" alternato a un millimetro interamente composto da fossili compressi di *Azolla* (spore, radici e foglioline perfettamente conservate).
- **Rilevamento radiometrico:** L'accumulo immenso di materia organica crea un picco caratteristico nei segnali di radiazione gamma dei sedimenti (Brinkhuis et al., 2006).
- **Isotopi del carbonio (δ^{13}C) e dell'ossigeno (δ^{18}O):** L'analisi geochimica delle rocce e dei foraminiferi fossili ha mostrato un drastico calo simultaneo della CO_2 atmosferica e un marcato raffreddamento delle temperature globali in corrispondenza del livello geologico dell'Azolla. Si consideri però che l'Evento Azolla può essere un fattore, tra diversi altri, che hanno contribuito al raffreddamento del pianeta. Ne parliamo più avanti.
- **Microfossili e palinologia:** Oltre alle spore di Azolla, l'assenza di microfossili marini salati nello strato superficiale ha confermato che la superficie dell'Artico dell'epoca era occupata da un enorme "lago" d'acqua dolce. Attenzione: recenti studi (Neville et al., 2019) hanno mostrato fossili d'acqua salata in altri carotaggi dell'Artico.

Discussione sul ruolo dei proxy geochimici e la rappresentazione del pCO_2 Cenozoico: Un sito web e i lavori di Zachos et al. (2001, 2008)

Nello studio delle transizioni climatiche del Cenozoico, i lavori di Zachos et al. (2001; 2008) costituiscono il riferimento primario per la ricostruzione dell'evoluzione della pCO_2 atmosferica e delle dinamiche del ciclo del carbonio. Tuttavia, emerge una discrepanza sostanziale tra l'evidenza empirica presentata nella letteratura geochimica e alcune sue rappresentazioni divulgative, in particolare per quanto concerne l'impatto dell'*Arctic Azolla Event* (ca. 49 Ma).





Le figure precedenti seguono schematicamente i grafici di Zachos e coautori. Dato che le loro pubblicazioni sono facilmente reperibili, il lettore è vivamente pregato di valutare direttamente sui grafici originali l'andamento dei dati.
Dal punto di vista dell'analisi paleoclimatica basata sui dati originali:

- **Assenza del meccanismo biologico di *Azolla* nei modelli di Zachos et al. (2008):** L'analisi condotta da Zachos e collaboratori non attribuisce il declino della pCO_2 eocenica alla proliferazione e al successivo seppellimento della biomassa di *Azolla*. Il nome della felce acquatica non compare nella trattazione dell'articolo.
- **Attribuzione dei fattori di raffreddamento a lungo termine:** Nel modello di Zachos et al. (2008), la transizione dal clima *greenhouse* dell'Eocene medio verso lo stato *icehouse* viene spiegata primariamente attraverso la progressiva attenuazione del vulcanismo globale (riduzione dell'input di CO_2) e l'efficacia del *feedback* negativo dell'alterazione chimica dei silicati (*silicate weathering*), che ha agito da principale pozzo di assorbimento permanente del carbonio su scala geologica.
- **Confronto tra δ^{18}O e stima della biomassa artica:** Mettendo a confronto i dati della curva composita di δ^{18}O da foraminiferi bentonici (Zachos et al., 2001) con i modelli di accumulo dell'*Azolla Event* (Brinkhuis et al., 2006; Speelman et al., 2009), emerge una disallineamento temporale. Il segnale isotopico dell'ossigeno indica che il raffreddamento post-EECO (*Early Eocene Climatic Optimum*) è un trend di lunghissima durata (svolto su scala di oltre 15-20 milioni di anni). Al contrario, il sequestro di carbonio legato ad *Azolla*, per quanto imponente (stimato in circa 10^{18} grammi di C stoccati nei sedimenti anossici del bacino artico), si è concentrato in una finestra temporale relativamente breve di circa 800.000–1.000.000 di anni. I record isotopici bentonici non mostrano una caduta brusca e sincrona corrispondente alla sola durata di questo impulso biologico, suggerendo che l'impatto locale nell'Artico dovette integrarsi in una più complessa rete di *feedbacks* globali prima di tradursi in un raffreddamento planetario scalato.
- **Natura continua e non istantanea del calo di CO_2:** I dati proxy (isotopi del boro, alchenoni e fasi minerali lacustri) sintetizzati in Zachos et al. (2008) mostrano un trend di decadimento della pCO_2 graduale e distribuito su tempi scala geologici. Le rappresentazioni grafiche che mostrano una caduta verticale o a "scalino" in coincidenza del limite Eocene inferiore-medio (49–50 Ma) costituiscono delle semplificazioni iconografiche non supportate dai profili geochimici ad alta risoluzione né dalle curve termiche derivate dai foraminiferi bentonici. Si veda ad esempio il grafico in con lo "scalino" marcato Azolla per associarlo all'evento.

https://web.archive.org/web/20260619113212/https://theazollafoundation.org/wp-content/uploads/2013/05/cenozoic-cooling2.png Il sito non fornisce riferimenti per il grafico.

In conclusione, sebbene il sequestro organico legato all'*Azolla Event* rappresenti un episodio di eccezionale interesse paleoceanografico, l'integrazione di tale evento nei modelli di *drawdown* globale della CO_2 richiede cautela, evitando di sovrapporre discontinuità grafiche artificiali ai trend continui derivati dai proxy isotopici stabiliti in letteratura.

Ruolo dell'isotopo dell'ossigeno ($\delta^{18}O$)

- **Cos'è e cosa misura il $\delta^{18}O$:** Nelle recensioni di Zachos et al. (2001; 2008), il $\delta^{18}O$ misurato nei gusci di calcite dei foraminiferi bentonici (organismi di fondo oceanico) registra primariamente la temperatura delle acque profonde e il volume globale dei ghiacci continentali. Poiché nell'Eocene medio (a 49–50 Ma) le calotte glaciali erano assenti o minime, il segnale del $\delta^{18}O$ è in questa fase quasi puramente un termometro paleoceanografico (valori più bassi/negativi indicano acque più calde; valori più alti/positivi indicano raffreddamento).
- **Cos'è e cosa misura la pCO_2:** I dati di pCO_2 mostrano invece la concentrazione del gas serra nell'atmosfera. La CO_2 agisce come la forzante climatica principale (*forcing*), mentre la temperatura (registrata dal $\delta^{18}O$) ne è la risposta termica del sistema (*response*).
- **Il disallineamento temporale (Forzante vs Risposta):** Quando si confronta il potenziale sequestro di CO_2 di *Azolla* con la curva del $\delta^{18}O$, il ruolo dell'isotopo dell'ossigeno serve a valutare se il presunto crollo di CO_2 abbia generato un raffreddamento termico immediato ed effettivo. Poiché il $\delta^{18}O$ mostra un trend di raffreddamento graduale e distribuito su 15-20 milioni di anni e non una caduta brusca e isolata durante l'evento di *Azolla* (49.3–48.1 Ma), il record isotopico dimostra che la risposta della temperatura oceanica globale non è stata sincronizzata ad una singola caduta a "scalino" di CO_2, ma regolata da inerzie termiche e da una rete di *feedbacks* più complessi.
- **Validazione dei modelli geochimici:** Il $\delta^{18}O$ funziona come "test di realtà" per i modelli di CO_2. Se un modello di sequestro organico ipotizza una drastica e repentina riduzione del gas serra atmosferico, la curva del $\delta^{18}O$ deve registrarne il corrispettivo raffreddamento. Nel caso dell'Eocene, il $\delta^{18}O$ evidenzia come eventi di accumulo biologico locale (come quello artico) o picchi termici da vulcanismo (come il MECO) vadano integrati nella risposta termica di lungo periodo dell'intero oceano globale.

Il picco di temperatura a 40–42 Ma (MECO)

Un altro elemento evidente nella curva di Zachos et al. è il picco riscontrabile attorno ai 40–42 milioni di anni fa, noto come *Middle Eocene Climatic Optimum* (MECO). Questo evento rappresenta una netta interruzione temporanea del raffreddamento globale iniziato dopo l'Eocene inferiore.

Il MECO è durato molto a lungo (circa 500.000 anni) ed è stato causato da un aumento prolungato di CO_2 di origine vulcanica e tettonica. Questo continuo rilascio di gas serra ha superato la capacità dei sistemi naturali di riassorbire il carbonio, provocando un aumento delle temperature oceaniche di circa 4–6 °C prima che il pianeta riprendesse la sua lenta discesa verso il clima glaciale.

L'evoluzione climatica del Paleogene medio (45–38 Ma) è stata a lungo descritta come una fase di progressivo e lineare raffreddamento post-EECO. Le ricostruzioni geochimiche ad alta risoluzione fatte da Lim et al., 2024, del sito IODP U1514 (Bacino di Mentelle) dimostrano che questo intervallo è stato fortemente condizionato da una marcata riorganizzazione tettonica delle placche e da un'attivazione vulcanica persistente. Gli arricchimenti anomali nei depositi di mercurio (Hg) confermano l'occorrenza di un'imponente eruzione vulcanica sottomarina protrattasi per circa 1.5 milioni di anni (~42.0–40.5 Ma). Questo prolungato evento magmatico ha preceduto direttamente e alimentato il *Middle Eocene Climatic Optimum* (MECO), fornendo la "smoking gun" geochimica per spiegare l'immissione continua di CO_2 e volatili nell'atmosfera e negli oceani dell'epoca (Lim et al.,

2024). L'identificazione di questo impulso vulcanico risolve il cosiddetto *conundrum* dell'Eocene medio: la coesistenza, cioè, di un riscaldamento globale sostenuto a fronte di un imponente sequestro continentale di carbonio operato dall'espansione delle foreste pluristratificate e dalla formazione di estesi depositi di lignite e torbiere (Lim et al., 2024). Sebbene la biosfera terrestre stesse accumulando volumi eccezionali di materia organica, il flusso continuo di CO_2 di origine endogena ha superato temporaneamente la capacità di assorbimento del serbatoio biologico. La perturbazione termica del MECO evidenzia come i motori tettonico-magmatici abbiano mantenuto la capacità di sopraffare i meccanismi di stoccaggio biologico su scala multi-millenaria (Lim et al., 2024).
Sempre Lim et al., 2024, hanno analizzato i dati dell'isotopo dell'osmio marino registrati nel medesimo intervallo. Questi dati attestano un'intensa accelerazione dell'alterazione chimica delle rocce continentali (*silicate weathering*) sotto un regime climatico caldo e umido. Questa risposta geochimica dell'alterazione silicatica, amplificata dal sollevamento precoce dell sito Himalayano-Tibetano e dall'esposizione di basalti continentali, ha innescato un potente *feedback* negativo. Secondo Lim et al., 2024, il consumo accelerato di CO_2 atmosferica tramite la reazione di Urey durante e immediatamente dopo il MECO ha gettato le basi per il drastico *drawdown* del carbonio atmosferico nell'Eocene superiore (< 38 Ma), creando le precondizioni geochimiche per il superamento della soglia glaciale al limite Eocene-Oligocene (~33.7 Ma).

L'Azolla oggi

L'Azolla è estremamente diffusa in quasi tutto il mondo ma non trova più le condizioni eccezionali di quell'Oceano Artico continentale per coprire interi mari. Oggi ne esistono circa 6-7 specie principali (tra cui *Azolla filiculoides*, *Azolla pinnata* e *Azolla caroliniana*) e la si può trovare facilmente in:

- **Stagni, fossi e specchi d'acqua dolce a lenta corrente:** Colonizza rapidamente le superfici d'acqua stagnante, creando densi tappeti verdi (o rossastri).
- **Coltivazioni agricole e risaie:** Come già detto, l'Azolla viene coltivata attivamente come fertilizzante naturale in molti Paesi asiatici, in particolare in Vietnam, Cina e India, ma viene impiegata anche in progetti di agricoltura sostenibile in Europa e nelle Americhe.
- **Aquascaping e acquariofilia:** Viene spesso venduta come pianta galleggiante ornamentale per laghetti da giardino o acquari d'acqua dolce.

È considerata una delle piante a crescita più rapida sul pianeta. In alcune regioni al di fuori del suo areale nativo (come in diversi bacini europei per l' *Azolla filiculoides*) è persino classificata come specie aliena invasiva, proprio perché la sua velocità di moltiplicazione può soffocare la vita acquatica sottostante privando lo stagno di luce.

Si po' fare?

Il libro di Doumeizel propone un'idea affascinante e suggestiva, quella di affondare massicciamente negli oceani le alghe. Guardandola con occhio critico tale idea presenta importanti limiti di fattibilità e rischi ecologici non indifferenti. Ecco un'analisi di cosa funziona di quell'idea e di quali sono i principali ostacoli:

1. Il problema di scala (I numeri non tornano)

L'Evento Azolla è durato circa 800.000 anni in un molto più ampio periodo che ha visto la CO_2 atmosferica passare da più di 2000 a ~500 ppm. L'Azolla avrebbe coperto un bacino artico chiuso di 4 milioni di km^2 (pari a circa metà della superficie degli Stati Uniti).

- Per sequestrare una quota significativa di queste emissioni tramite la coltivazione e l'affondamento di biomassa (che si tratti di Azolla in acqua dolce o di macroalghe come il *Sargassum* o la *Kelp* in oceano), servirebbero superfici acquatiche immense, pari a vari

milioni di chilometri quadrati. E non è detto che l'Azolla, ad esempio, sia così efficiente nelle condizioni attuali.

2. Gli ostacoli tecnici e biologici

- **Acqua dolce vs Acqua salata:** L'Azolla è una felce d'acqua dolce. Non può crescere negli oceani aperti odierni. L'Eocene aveva una conformazione idrologica unica (un "lago" d'acqua dolce sopra l'oceano salato) che oggi non esiste. E forse di dimensioni così grandi non è neppure mai esistito.
- **Nutrienti limitanti:** Per far crescere giganti masse di vegetali in mare non basta la luce del sole: servono fosforo e ferro. Coltivare o stimolare alghe su scala planetaria richiederebbe una fertilizzazione degli oceani che rischia di alterare la chimica marina su scala globale.

3. Il rischio ecologico dell'affondamento massivo (Anossia marina)

Mandare tonnellate di biomassa sul fondo degli oceani è una strategia di geoingegneria con notevoli incognite:

- Se la biomassa non finisce in zone completamente anossiche (prive di ossigeno), i batteri decompositori la consumeranno, consumando tutto l'ossigeno disciolto nelle acque profonde e rilasciando nuovamente la CO_2 o, peggio, il metano (un gas serra molto più potente).
- Questo creerebbe enormi "zone morte" oceaniche, distruggendo gli ecosistemi bentonici (i fondali marini).

4. Dove la scienza sta andando davvero (Cosa c'è di buono)

Una piccola parte condivisibile del testo di Doumeizel è quando afferma che *"Nessuna strategia isolata sembra tuttavia sufficiente"*. L'ispirazione all'Azolla può essere oggi applicata in modi più controllati e utili:

1. **Economia circolare e Biochar:** Invece di far affondare la biomassa negli oceani, l'Azolla (o le alghe) può venir coltivata in bacini dedicati, raccolta ed essiccata. Tramite pirolisi (combustione in assenza di ossigeno) viene trasformata in biochar (carbone vegetale). Questo "fissa" il carbonio in modo stabile per secoli, e il biochar ottenuto può essere usato come ammendante per rigenerare i suoli agricoli.
2. **Sostituzione dei fertilizzanti di sintesi:** Grazie alla sua simbiosi con i cianobatteri, l'Azolla fissa l'azoto atmosferico naturalmente. Usarla in agricoltura riduce l'uso dei fertilizzanti chimici a base di azoto, la cui produzione è ad altissimo consumo energetico.

In sintesi

Usare l'Azolla o le alghe per "ripetere" un ipotetico "evento" geologico affondando la biomassa negli oceani non è una soluzione pratica né esente da rischi ecologici catastrofici nel breve-medio termine. Tuttavia, l'idea di sfruttare la straordinaria velocità di crescita dell'Azolla e la sua simbiosi azotofissatrice all'interno di un sistema controllato (agricoltura sostenibile, produzione di biochar e fitodepurazione) è assolutamente valida. Ma anche per il biochar rimane il problema dell'umidità della massa da pirolizzare.

Per l' Evento Azolla da dove arrivavano fosforo e ferro per la crescita?

È una domanda fondamentale, perché mentre l'azoto non era un problema grazie alla simbiosi con i cianobatteri, il fosforo e il ferro sono i veri fattori limitanti per la crescita di qualsiasi biomassa fotosintetica. La paleoclimatologia ha individuato tre fonti principali che hanno alimentato questo "iper-consumo" di nutrienti per 800.000 anni:

1. Il ciclo idrologico dell'Eocene e l'apporto fluviale (Weathering)

Durante l'Eocene medio il clima era caldo e umidissimo, con un ciclo dell'acqua molto accelerato. Fortissime piogge dilavavano costantemente le terre emerso-continentali circostanti l'Artico (Siberia, Nord America, Scandinavia). Questo intenso degrado chimico e dilavamento delle rocce (*weathering*) trasportava nei fiumi — e da lì nel bacino artico — enormi quantità di fosforo organico e inorganico e di ferro disciolto.

2. Allagamento delle piane costiere (Inondazione dei shelf marini)

Il livello del mare nell'Eocene era molto alto. I periodici innalzamenti delle acque allagavano le vaste pianure costiere e i bassi fondali continental-marini (*shelf*) ricchi di sedimento organico accumulato. Questo dilavamento costante delle aree costiere "sbloccava" riserve di fosfato che venivano immesse nello strato di acqua dolce superficiale dove galleggiava l'Azolla.

3. Il "riciclo perfetto" nello strato di galleggiamento (Micro-alocline)

Studi recenti (come quelli pubblicati su *PLOS One*) mostrano che l'Azolla funziona come un vero e proprio "ingegnere dell'ecosistema". Formando un tappeto denso sulla superficie, smorzava l'azione del vento creando un micro-strato d'acqua dolce/salmastra molto stabile (*micro-aloclino*). La materia organica che deperiva nella parte inferiore del tappeto vegetale veniva mineralizzata dai batteri nello strato d'acqua immediatamente sottostante. Il fosforo così rilasciato rimaneva intrappolato proprio vicino alle radici galleggianti della pianta senza disperdersi sul fondo salato, venendo riassorbito e riciclato continuamente.

In pratica, finché il ciclo dei fiumi immetteva fosforo e ferro dalle terre emerse, la combinazione di abbondanza di CO_2, azoto atmosferico, 20 ore di luce polare e riciclo locale dei nutrienti ha permesso alla macchina biologica dell'Azolla di non fermarsi mai per quasi un milione di anni.

L'articolo chiave su PLOS One per la questione del riciclo del fosforo è *Micro-Halocline Enabled Nutrient Recycling May Explain Extreme Azolla Event in the Eocene Arctic Ocean, di* Monique M. L. van Kempen et al., 2012. In questo lavoro gli autori hanno dimostrato sperimentalmente che l'Azolla è in grado di formare una sottilissima "micro-aloclina" (un gradiente di salinità in miniatura di pochi centimetri sotto il tappeto vegetale). Come già detto, questa struttura attutisce l'effetto del vento e impedisce la dispersione del fosforo verso il fondo salato, riciclandolo continuamente a livello delle radici.

Il ruolo del ferro

L'Azolla ha un bisogno straordinario e insaziabile di ferro (Fe) principalmente a causa della sua intensa attività metaboliche e della simbiosi azotofissatrice con il cianobatterio *Nostoc azollae*. Per questa pianta il ferro non è un semplice micro-nutriente di riserva, ma il motore biochimico fondamentale per due processi chiave:

1. La fissazione dell'azoto (L'enzima Nitrogenasi)

Il motivo principale in assoluto è la presenza dell'enzima nitrogenasi, gestito dal cianobatterio all'interno delle cavità fogliari per spezzare il triplo legame della molecola di azoto gassoso (N_2) e convertirlo in ammonio (NH_4^+). La nitrogenasi è una metallo-proteina estremamente complessa composta da due subunità: la Fe-proteina (che contiene cluster di ferro e zolfo, $[4Fe-4S]$) e la MoFe-proteina (che contiene il cofattore ferro-molibdeno). Per far funzionare questa "pompa" enzimatica e convertire costantemente l'azoto dall'aria, l'associazione *Azolla-Nostoc* richiede un flusso di atomi di ferro sproporzionatamente alto rispetto ad altre piante non azotofissatrici. Se manca il ferro, la nitrogenasi si blocca e la pianta perde la sua autonomia organica.

2. Fotosintesi ad altissima velocità e Trasporto di Elettroni

L'Azolla è una delle piante a crescita più rapida del pianeta. Un ritmo fotosintetico così esasperato richiede una quantità enorme di macchinari molecolari carichi di ferro:

- **Sintesi della Clorofilla:** Sebbene il ferro non sia un atomo centrale della molecola di clorofilla (che usa il magnesio), è un cofattore essenziale per gli enzimi che la sintetizzano. Senza ferro, la pianta entra subito in clorosi (ingiallimento).
- **Catena di trasporto degli elettroni (Iagocianina, Ferredossina e Citocromi):** Durante la fotosintesi e la respirazione cellulare, gli elettroni vengono trasferiti attraverso proteine ricche di ferro come i citocromi e la ferredossina (una proteina Fe-S indispensabile sia per la fotosintesi che per cedere elettroni alla nitrogenasi).

3. Protezione dallo stress ossidativo (Enzimi Antiossidanti)

Un metabolismo così accelerato sotto la luce solare continua (come accadeva al polo durante le 20 ore di luce dell'Eocene) genera molti radicali liberi e specie reattive dell'ossigeno (ROS). Per proteggersi, l'Azolla impiega enzimi come le perossidasi e la catalasi, che contengono gruppi eme ricchi di ferro per neutralizzare i perossidi e prevenire il danneggiamento dei tessuti.

Ecco perché nell'Evento Azolla dell'Eocene, il continuo apporto di ferro e fosforo tramite il dilavamento fluviale (weathering) e l'allagamento costiero fu il vero "carburante" senza il quale quel sequestro di carbonio su scala planetaria si sarebbe arrestato quasi subito.

Le 20 ore di luce vs. la notte polare

Nel Bacino Artico - nell'Eocene vigeva la stessa geometria dell'asse terrestre di oggi - significa che c'erano 6 mesi di Giorno Polare (estate polare) e 6 mesi di Notte Polare (inverno polare). Come funzionava quindi la crescita?

- **In estate:** La pianta godeva anche di quasi 24 ore di luce solare continua al giorno. In quel periodo dell'anno la combinazione di luce, alte temperature e CO_2 alle stelle innescava una proliferazione esplosiva, con la biomassa che raddoppiava ogni 2-3 giorni.
- **In inverno:** Durante i mesi di buio la fotosintesi si azzerava completamente. La vegetazione galleggiante in gran parte moriva e sprofondava sul fondo.
- **La sopravvivenza (Spore):** Prima che arrivasse il buio invernale, l'Azolla produceva una quantità enorme di spore (megaspore e microspore). Queste spore affondavano e svernavano nei sedimenti del fondo. Alla primavera successiva, con il ritorno della luce e delle temperature miti dell'Eocene, le spore germogliavano e ricolonizzavano la superficie nel giro di poche settimane.

Nelle carote di sedimento estratte dall'Artico (spedizione ACEX) si vedono chiaramente micro-strati alternati (lamine): ogni "coppia" di strati rappresenta un ciclo stagionale dell'Eocene, con l'accumulo estivo della biomassa di Azolla seguito dal deposito minerale/invernale.

Ottocentomila lamine?

Il principio alla base di quelle carote di sedimento è proprio la scansione ritmica delle stagioni, un po' come gli anelli di accrescimento degli alberi.

- **La struttura della lamina (Varva):** Ogni singola "coppia" di micro-strati (chiamata in geologia *varva*) rappresenta un anno solare dell'Eocene. Un sottile velo scuro e organico formato dal tappeto di *Azolla* e dalle sue spore, alternato a un sottilissimo strato di sedimento minerale/fango. Nella lamina alternata a quella organica, il deposito era costituito da silto-argille terrigene ricche di alluminosilicati e minerale di ferro (sotto forma di pirite frammistata

a biosilice di diotomee), sedimentato in un ambiente di fondo fortemente anossico che ha preservato l'accumulo nutrizionale dal dilavamento e dalla decomposizione

- **I tempi geologici:** L'evento è durato circa 800.000 anni, quindi teoricamente nei fondali dell'Artico si sarebbero dovute sovrapposte circa 800.000 lamine stagionali ma non è proprio così.
- **Lo spessore dell'evento:** Nelle carote di sedimento della spedizione ACEX (lunghe complessivamente oltre 400 metri), l'intervallo dell'Azolla viene ad occupare anche uno spessore continuo di ben 8 metri di lunghezza.

Guardando quelle sezioni al microscopio, si vede letteralmente il "respiro" stagionale del pianeta di 49 milioni di anni fa: la fioritura estiva a 20 ore di luce e il gran finale invernale con il deposito delle spore sul fondo anossico. Attenzione. Esaminiamo bene la questione dello spessore e del numero delle lamine. Il valore di 800 mila compare in riferimento agli 800.000 anni dell'evento dell'Eocene superiore (l'evento *Azolla*), e non al numero totale di varve presenti nell'intervallo carotato. Nel carotaggio dell'Oceano Artico (ACEX) lo spessore delle varve dell'Evento Azolla sulla Dorsale di Lomonosov è submillimetrico. Quindi:

- **Gli 800.000 anni** indicano la durata complessiva entro cui si manifestano i cicli episodici di proliferazione della felce *Azolla*.
- **Lo strato di carota di 8 metri** analizzato rappresenta complessivamente l'evento come si evince dalla Figura 2 di Brinkhuis et al., 2006.

Nella letteratura scientifica troviamo l'intervallo misurato in Brinkhuis et al. (2006), e descrive la fase di fioritura massiva di Azolla registrata nelle varve laminate della carota della Dorsale di Lomonosov. L'analisi ciclo-stratigrafica stabilisce che questa sedimentazione laminata è inquadrata intorno a 49 milioni di anni fa ed è durata ~800.000 anni. Studi di correlazione microbiostratigrafica e palinologica successivi condotti da Speelman et al. (2009) sullo stesso bacino artico indicano che, sebbene l'acme (il picco massimo di accumulo) sia durato meno, la presenza episodica e ricorrente di fioriture di Azolla nell'Oceano Artico si è protratta complessivamente per un intervallo temporale più ampio, stimato in un milione e 200.000 anni-
In Brinkhuis et al., 2006, troviamo in particolare:

1) **Presenza e struttura:** I sedimenti del Paleogene recuperati dalla Lomonosov Ridge (carota ACEX / IODP Hole 302-4A) mostrano spesso laminazioni sub-millimetriche (submillimetre laminations) e un'assenza frequente di microfossili bentonici, a testimonianza di una scarsa ventilazione delle acque profonde.
2) **Alternanza stagionale nelle laminae:** All'interno dell'intervallo dell'Eocene inferiore/medio ad altissima abbondanza di *Azolla*, la microscopia delle singole laminae rivela una precisa alternanza si strati chiari che contengono una concentrazione di microfossili silicei marini (Fitoplancton/Diatomee di inizio primavera) e strati scuri che sono ricchi di materia organica e dominati dai resti di *Azolla*.
3) **Ipotesi di varve annuali:** L'articolo specifica espressamente: *"Because the current age model allows the laminae to be possibly annual..."* ("Poiché l'attuale modello cronologico consente alle laminae di essere possibilmente annuali...").
4) **Ciclicità orbitali (Modulazione astronomica):** Le fluttuazioni cicliche nei resti di *Azolla*, nella densità del sedimento e nella suscettibilità magnetica mostrano una frequenza di circa 1,3 metri.
5) **Tasso medio di accumulo e cicli di Eccentricità:** Applicando il tasso medio di accumulo dei sedimenti stimato per il Paleogene inferiore nel foro 4A (pari a 1,3 cm/kyr, ovvero 1,3 cm ogni 1.000 anni):

- L'oscillazione di 1,3 metri corrisponde a un ciclo di circa 100.000 anni (ciclo di eccentricità dell'orbita terrestre).
- L'intero intervallo di rinfrescamento dell'Oceano Artico copre una durata complessiva stimata di ~800.000 anni.

Nel testo di Brinkhuis et al. (2006) la definizione di "varve" è quindi legata all'ipotesi di laminazione sub-millimetrica stagionale/annuale, mentre il calcolo temporale dell'intervallo viene condotto sull'accumulo medio di 1,3 cm/kyr. Le varve comunque sono state viste fisicamente, ma non ne hanno contato ogni singolo strato per datare il fenomeno. Nel carotaggio (Hole 302-4A) le laminazioni sub-millimetriche sono ben visibili sia a occhio nudo che al microscopio ma non sono state contate bensì la durata complessiva dell'evento è stata stimata tramite i cicli orbitali di Milankovitch. "Given the average early Palaeogene accumulation rates of about 1.3cm/kyr in Hole 4A (ref. 9), these oscillations may reflect orbital forcing of the 100-kyr eccentricity cycle, suggesting that the periodical freshening of the Arctic Ocean was astronomically modulated" (Brinkhuis et al., 2006).

Durata dell'evento

In Speelman et al., 2009, la durata e l'estensione temporale dell'Evento Azolla vengono analizzate considerando sia il dato complessivo del bacino sia il recupero effettivo della carota IODP 302 (ACEX). L'inizio dell'evento è datato a circa **49,3 Ma** (base della cronozona di polarità magnetica C22n) e la fine a **48,1 Ma** (top dell'intervallo, coincidente con la *Last Occurrence* di *Eatonicysta ursulae*). A causa dell'incompletezza del recupero della carota (mancanza dell'inizio dell'evento per problemi tecnici durante le perforazioni), la sezione ACEX rappresenta solo una porzione dell'evento globale. Nell'articolo identificano **4 cicli orbitali di obliquità** (con una periodicità ~1 m per ciclo) all'interno dell'intervallo recuperato, corrispondenti a circa 160 kyr di registrazione continua.
Sebbene Henk Brinkhuis sia coautore di entrambi gli articoli, vi sono alcune differenze chiave nel modo in cui l'evento viene interpretato e quantificato in Speelman et al. (2009) rispetto alla prima pubblicazione su *Nature* del 2006:
Nel lavoro del 2006 (Brinkhuis et al.), l'evento *Azolla* veniva descritto focalizzandosi sull'acme/fase principale documentata dalla speditione ACEX. Nel lavoro del 2009 (Speelman et al.), si esplicita chiaramente che la carota ACEX **non ha registrato l'inizio dell'evento** per via della carotatura incompleta e che il tratto recuperato copre solo ~160 kyr, mentre l'evento globale durò complessivamente ~1,2 Ma (calibrato incrociando i dati con il sito ODP Leg 151 Site 913B nel Mare di Norvegia-Groenlandia).
In Speelman et al. (2009) si integrano **esperimenti di coltivazione in serra** dell'esponente moderno (*Azolla filiculoides*) a concentrazioni elevate di CO_2 (fino a 1910 ppm). Viene dimostrato che la crescita raddoppia ad alte concentrazioni di CO_2, suggerendo che la produttività primaria fosse significativamente superiore rispetto a quanto ipotizzato inizialmente. Speelman et al. evidenziano inoltre un'apparente contraddizione: nonostante la presenza di acque di fondo eussiniche/anossiche e un'elevatissima produttività primaria (120 gC m^{-2} yr^{-1}), l'efficienza di seppellimento del carbonio organico è stata stimata solo al **1,2%**. Ciò significa che gran parte del materiale vegetale di *Azolla* subiva una forte biodegradazione nella colonna d'acqua o all'interfaccia acqua-sedimento prima di essere definitivamente sepolto.
Utilizzando biomarcatori specifici di *Azolla* (i dioli $1,\omega-20$ $C_{30}-C_{36}$) e analisi isotopiche compound-specific ($\delta^{13}C$), Speelman et al. quantificano che l'apporto diretto di *Azolla* al Total Organic Carbon sepolto è di **almeno il 40%**. Calcolano due scenari di sequestro del carbonio organico:

- **Scenario minimo (160 kyr / carota recuperata):** 0.9×10^{18} gC, con una riduzione della pCO_2 atmosferica di **55–120 ppm**.
- **Scenario massimo (1,2 Ma / intero evento):** 3.5×10^{18} gC, con una riduzione della pCO_2 di **195–470 ppm**.

La lamina Azolla

Lo strato organico fossilizzato e la microstruttura dei fossili di *Azolla* dell'Eocene (in particolare megaspore, microspore e massule con glochidi) si possono osservare al microscopio elettronico a scansione (SEM) facendo riferimento alla letteratura scientifica prodotta sui campioni della spedizione ACEX del 2004, che ha perforato la Dorsale di Lomonosov vicino al Polo Nord. In Brinkhuis et al., 2006, troviamo quindi la presenza di Azolla confermata dall'analisi microscopica e palinologica diretta di spore e tessuti conservati. Lo strato sedimentario con le spore che troviamo nelle carote dell'Eocene è composto a tutti gli effetti da fossili veri e propri. Non si tratta però di fossili "pietrificati" (ossia sostituiti minerale su minerale da silice o calcite, come avviene per i tronchi d'albero o le ossa dei dinosauri), bensì di fossili organici a conservazione diretta. La spiegazione di questo fenomeno risiede nella chimica della pianta e nelle condizioni del bacino artico di 49 milioni di anni fa:

- **La Sporopollenina (L'Armatura Biologica):** Le pareti esterne delle spore di *Azolla* (le megaspore e i glochidi) sono costituite da sporopollenina, uno dei biopolimeri più resistenti della natura. Resistente agli acidi, alla decomposizione enzimatica e al degrado chimico, la sporopollenina si conserva quasi inalterata per centinaia di milioni di anni.
- **Ambiente di Fondo Anossico (Eusinico):** Quando l' *Azolla* moriva nell'inverno polare e sprofondava, finiva su un fondale oceanico privo di ossigeno (anossico). In assenza di batteri aerobi e di organismi bentonici (spazzini del fondo), la decomposizione si è arrestata.
- **Materia Organica Carbonizzata (Kerogen):** Sotto il peso dei sedimenti accumulati in 49 milioni di anni, la materia organica ha subito una lenta compressione e riscaldamento (diagenesi), trasformandosi in film carboniosi, conservando la morfologia cellulare al microscopio.

La pirolisi dell'Azolla

Non si possono riprodurre le condizioni dell'Eocene. Affondare l'Azolla non ha senso, come non ha senso far crescere ed affondare negli oceani altre biomasse. Passiamo quindi a considerare un possibile uso dell'Azolla come biochar.

La pirolisi dell'Azolla è stata esplorata in letteratura scientifica (El-Qelish et al., 2024; Salem, et al., 2026). Il focus della ricerca non si limita al solo sequestro del carbonio, ma sfrutta le caratteristiche uniche di questa pteridofita aquatica:

- **Caratterizzazione strutturale e catalizzatori:** La pirolisi produce un biochar ricco di mesopori. A causa dell'elevato contenuto minerale dell'Azolla, il biochar ottenuto tende ad essere ricco di sali e ossidi (come KCl, NaCl, SiO_2, MgO e $CaCO_3$), rendendolo adatto anche come catalizzatore eterogeneo per reazioni organiche.
- **Ammendante agricolo e fito-bonifica:** In ambito agronomico, l'uso combinato di biochar e Azolla è studiato per migliorare le proprietà chimiche dei suoli affetti da salinità o contaminati da metalli pesanti (come il piombo), grazie alla sua capacità di chelazione e ritenzione dei nutrienti.
- **Gestione delle biomasse infestanti:** Esiste la necessità di valorizzare l'eccesso di biomassa acquatica. Essendo una pianta a crescita velocissima che raddoppia la biomassa in pochissimi giorni, trasformare l'Azolla in biochar risolve il problema dell'eutrofizzazione dei bacini idrici convertendo un rifiuto in un *carbon sink* stabile.

La criticità principale riguarda la resa energetica del processo: l'Azolla ha un contenuto di umidità iniziale elevatissimo, che richiede una fase di pre-essiccamento o processi termochimici specifici per ottimizzare il bilancio energetico rispetto alle biomasse lignocellulosiche tradizionali. Ma a ciò si può ovviare con l'hydrochar.

Carbonizzazione idrotermale HTC dell'Azolla

La carbonizzazione idrotermale (HTC) è in realtà un percorso chimico-fisico molto più efficiente della pirolisi secca per una biomassa acquatica come l'Azolla. L'HTC lavora in ambiente acquoso subcritico (solitamente tra 180 °C e 250 °C sotto pressione autogena di 1–4 MPa), trasformando l'elevatissimo contenuto di umidità dell'Azolla da ostacolo termodinamico a mezzo di reazione.

Vantaggi dell'hydrochar di Azolla

- **Efficienza energetica:** Si elimina del tutto la fase di essiccamento preventivo energivora, essenziale invece per la pirolisi convenzionale.
- **Mantenimento dell'azoto:** L'Azolla è ricca di azoto grazie alla simbiosi con *Anabaena azollae*. Durante l'HTC, una quota di azoto si fissa nella matrice dell'hydrochar sotto forma di strutture amminiche ed eterocicliche stabili, rendendolo un ammendante azotato a lento rilascio molto più ricco rispetto al biochar da pirolisi (dove l'azoto volatilizza facilmente).
- **Frazionamento dei minerali:** Molti dei sali solubili (KCl, NaCl) passano nella fase liquida di scarto (process water), lasciando un idrocarbone con un contenuto di ceneri leggermente più bilanciato e una struttura superficiale ricca di gruppi funzionali ossigenati (carbossili, idrossili) eccellenti per la ritenzione idrica e lo scambio cationico nel suolo.
- **Morfologia e densità energetica:** Il processo favorisce la degradazione di emicellulosa e cellulosa tramite idrolisi e ricondensazione, aumentando il potere calorifico superiore (HHV) della biomassa di partenza.

BioCDots ed Elettrodi

Oltre all'impiego zootecnico e agronomico diretto, la biomassa di *Azolla* si presta quindi ai processi avanzati HTC in fase unica (*one-step*), operata a temperature moderate (140–200 °C per 3 ore) senza la necessità di pre-essiccamento o di agenti chimici di attivazione. Questo trattamento permette di frazionare integralmente la matrice vegetale in due interessantissimi prodotti ad alto valore aggiunto (Tithito et al., 2025):

- **Nanobiostimolanti fogliari (BioCDots):** Dalla fase liquida si ottengono *carbon dots* di origine biologica che esibiscono un'intensa fluorescenza blu sotto luce UV (resa quantica del 20,97% a 200 °C). Applicati per via fogliare (a concentrazioni di 50–300 µg/mL), agiscono da stimolatori fotosintetici incrementando il contenuto di clorofilla (fino al +35%) e di carotenoidi (fino al +31%) in colture come il pomodoro.
- **Elettrodi per lo stoccaggio di energia (NHCs):** Il residuo solido (*hydrochar*) sfrutta il naturale arricchimento d'azoto derivante dalla simbiosi con il *Nostoc* per formare una matrice carboniosa micro/mesoporosa *nitrogen-self-doped* (area superficiale di 81,20 m^2/g). Tale materiale dimostra eccellenti proprietà elettrochimiche per l'impiego in supercapacitatori.

E l'Anidride Carbonica?

L'hydrochar fissa la CO_2 atmosferica, ma con una dinamica biogeochimica e tempi di permanenza nel suolo diversi rispetto al biochar da pirolisi ad alta temperatura.

1. Il Meccanismo di Fissazione

L'hydrochar fissa la CO_2 all'origine: l'Azolla assorbe l'anidride carbonica dall'aria tramite la fotosintesi clorofilliana. Trasformando la biomassa umida in hydrochar anziché lasciarla decomporre liberamente in acqua o nel terreno, si impedisce che quel carbonio ritorni rapidamente in atmosfera sotto forma di CO_2 o metano (CH_4).

2. Hydrochar vs. Biochar: La Stabilità del Carbonio

La differenza principale risiede nella struttura molecolare del carbonio ottenuto nei due processi:

- **Biochar (Pirolisi secca, 400–700 °C):** Subisce un processo di aromatizzazione spinto, formando anelli policiclici aromatici estremamente stabili (carbonio grafitico/inerte). La sua emivita nel suolo è stimata in centinaia o migliaia di anni.
- **Hydrochar (HTC, 180–250 °C in acqua):** Il processo lavora a temperature più basse. La matrice carboniosa contiene una quota maggiore di carbonio alifatico e una densità elevata di gruppi funzionali ossigenati (carbossili, idrossili, furani). Questo rende l'hydrochar più labile e biodegradabile nel breve-medio periodo rispetto al biochar tradizionale.

3. Implicazioni per il Sequestro del Carbonio

- **Stoccaggio a Medio Termine:** Una parte del carbonio dell'hydrochar viene mineralizzata dai micro-organismi del suolo entro pochi anni o decenni, rientrando nel ciclo breve del carbonio.
- **Umificazione del Suolo:** La quota di carbonio organico che non viene degradata contribuisce alla formazione di humus stabile nel terreno, migliorando la struttura ed incrementando lo stoccaggio di carbonio organico nei suoli agricoli (SOC).
- **Bilancio Netto Negativo (Carbon Negative):** Sebbene la permanenza solida sia inferiore a quella del biochar da pirolisi, l'HTC garantisce comunque un bilancio netto negativo di CO_2, soprattutto perché risparmia l'ingente quantità di energia che servirebbe per essiccare la biomassa acquatica prima della pirolisi.

L'hydrochar rappresenta quindi una forma di sequestro del carbonio a medio termine con un forte orientamento agronomico (biostimolante ed emendante), mentre il biochar ad alta temperatura rimane il campione assoluto per lo stoccaggio geologico a lungo termine.

Azolla o alghe?

Dopo aver introdotto la via del biochar o dell'hydrochar, si desidera sottolineare una differenza fondamentale tra l'evento azolla e come esso ha sottratto la CO_2 dall'atmosfera e come le alghe sottraggono CO_2 dall'oceano. Ma per fare questo dobbiamo tornare al lavoro di Speelman et al., 2009. "CO_2 fixation by Azolla and subsequent burial of Azolla derived organic matter has direct consequences for the carbon inventory of the atmosphere–ocean system. …. The buffered amount of carbon represents the CO_2 available for redistribution between the atmosphere and the ocean". Atmosfera ed oceano, in fondo, giocano a braccio di ferro tra di loro per quanto riguarda l'anidride carbonica. Nella sezione 4.3 "Impact of the Arctic Azolla bloom on CO_2 drawdown" gli autori spiegano il loro modello, dove compare il fattore di Revelle globale (R_{global}).

Il Modello di Riduzione della CO_2 Atmosferica (ΔpCO_2) e il Ruolo del Fattore di Revelle

Per quantificare l'impatto del sequestro di carbonio organico sull'equilibrio tra atmosfera e oceano, Speelman et al. (2009) applicano un'equazione di perturbazione del carbonio che calcola la variazione della pressione parziale di CO_2 (ΔpCO_2). Un aspetto fondamentale della loro formulazione è l'integrazione esplicita del **fattore di Revelle globale** (R_{global}), impiegato per quantificare la capacità di *buffering* (tampone) del sistema oceano-atmosfera di fronte alla sottrazione progressiva di carbonio. L'equazione di perturbazione si struttura come segue:

$$\Delta pCO_2 = \int_{\Sigma C_1}^{\Sigma C_2} \frac{pCO_2}{\left(I_A + \frac{I_O}{R_{\text{global}}}\right)} d\Sigma C$$

dove:

- I_A rappresenta l'inventario del carbonio atmosferico.
- I_O rappresenta l'inventario del carbonio oceanico globale.
- R_{global} **(Fattore di Revelle Globale):** È il parametro chiave che misura la resistenza dell'oceano globale a cambiare la concentrazione di CO_2 disciolta in risposta a una variazione del carbonio inorganico. Utilizzando un valore globale di Revelle, il modello di Speelman ipotizza che l'Oceano Artico non fosse un sistema isolato per il ciclo del carbonio inorganico, ma in costante equilibrio e scambio biogeochimico con l'intero serbatoio oceanico mondiale.

Il modello viene risolto assumendo un'estensione dell'evento di *Azolla* su un'area del bacino artico pari a $4{,}0 \times 10^6$ km^2, confrontando un'approssimazione **lineare** e una **esponenziale** (quest'ultima basata sull'inventario tamponato $I_B = I_A + I_O/R_{\text{global}}$):

Scenario Eocenico Iniziale	**Durata / Estensione Stimata**	**Carbonio Totale Seppellito ($\Delta\Sigma C$)**	**Calcolo Lineare (ΔpCO_2)**	**Calcolo Esponenziale con R_{global} ($\Delta pCO2$)**
800 ppm (Alcalinità: 2800 μmol kg^{-1})	**160.000 anni** (Minimo)	$0{,}9 \times 10^{18}$ gC (900 GtC)	-57 ppm	-55 ppm
800 ppm (Alcalinità: 2800 μmol kg^{-1})	**1.200.000 anni** (Fase totale)	$3{,}5 \times 10^{18}$ gC (3500 GtC)	-220 ppm	-195 ppm
2000 ppm (Alcalinità: 3400 μmol kg^{-1})	**160.000 anni** (Minimo)	$0{,}9 \times 10^{18}$ gC (900 GtC)	-120 ppm	-120 ppm
2000 ppm (Alcalinità: 3400 μmol kg^{-1})	**1.200.000 anni** (Fase totale)	$3{,}5 \times 10^{18}$ gC (3500 GtC)	-470 ppm	-420 ppm

L'uso di R_{global} evidenzia come il seppellimento di carbonio nell'Artico abbia potuto trarre "sostegno" dal buffer chimico dell'intero oceano globale, consentendo una riduzione sostenuta e graduale della CO_2 atmosferica su scale temporali geologiche.

L'Oceano come Riluttante "Serbatoio di Riserva": Il Gioco di Equilibri della CO_2

Per comprendere appieno la portata dell'evento *Azolla*, è fondamentale considerare che l'atmosfera e gli oceani non vivono isolati, ma sono legati da un continuo scambio chimico.

Quando una massa vegetale su scala globale come *Azolla* sottrae rilevanti quantità di anidride carbonica dall'aria per fotosintetizzare, la pressione parziale della CO_2 atmosferica cala. A questo punto entra in gioco l'oceano: per le leggi fondamentali dell'equilibrio chimico (la legge di Henry e il sistema dei carbonati), l'acqua marina reagisce rilasciando in atmosfera una parte della CO_2 che teneva disciolta nelle sue acque superficiali, cercando di "colmare il vuoto". In termini fisici, l'oceano agisce come un buffer (tampone) che si oppone al cambiamento. Questo significa che per ridurre di una singola tonnellata la CO_2 presente nell'aria, le piante non devono assorbire solo quella tonnellata, ma anche la quota extra che l'oceano rilascerà inevitabilmente per compensazione.

È proprio questa dinamica che il modello di Speelman quantifica attraverso il fattore di Revelle globale (R_{global}): ci mostra quanta CO_2 l'oceano mondiale ha gradualmente ceduto all'atmosfera mentre *Azolla* la sottraeva, per suggerire che il raffreddamento del pianeta sia stato il risultato di una gigantesca sfida biogeochimica tra la biosfera vegetale e l'intero serbatoio oceanico globale.

L'Effetto "Inerzia": Perché i Grafici Paleoclimatici Non Mostrano Scalini Netti
Questo continuo scambio tra oceano e atmosfera ha una conseguenza visibile diretta sui dati geologici: funziona come un immenso **ammortizzatore globale**. Se l'oceano non intervenisse rilasciando la sua CO_2 disciolta, un'assunzione massiccia e rapida di anidride carbonica da parte di *Azolla* produrrebbe nei grafici paleo-climatici una caduta a "scalino" verticale. Invece, la reazione dell'oceano diluisce e distribuisce l'impatto nel tempo.
Ogni volta che le piante sottraggono carbonio dall'aria, la risposta chimica marina rallenta il calo atmosferico, trasformando quello che potrebbe essere un crollo improvviso in una discesa morbida e progressiva. A questo si aggiunge la scala temporale della circolazione oceanica profonda (pari a circa 1000-1500 anni): il sistema oceanico impiega secoli per mescolarsi e raggiungere un nuovo equilibrio chimico completo.
L'inerzia chimica del fattore di Revelle e l'inerzia fisica della circolazione oceanica lavorano insieme per "lisciare" il segnale geologico. Per questo motivo, nei dati proxy la transizione verso il raffreddamento dell'Eocene non appare come una frattura netta, ma come una pendenza dolce e continua, mascherando la drammaticità biologica dell'evento sulla scala dei singoli millenni. E quindi il grafico con lo “scalino” marcato Azolla della CO2 proposto dall’Azolla Foundation https://web.archive.org/web/20260619113212/https://theazollafoundation.org/wp-content/uploads/2013/05/cenozoic-cooling2.png non va bene.

Il Ruolo delle Macroalghe e la Dinamica di Rilascio: Oceano, Atmosfera ed Effetto Tampone
Quando il focus dal sequestro vegetale continentale o d'acqua dolce (come *Azolla*) si sposta al mezzo marino tramite la proliferazione e il seppellimento di macroalghe, l'architettura dei flussi di carbonio cambia radicalmente. A differenza delle piante terrestri o delle felci galleggianti in strati di acqua dolce, le macroalghe marine non assorbono direttamente la CO_2 dall'atmosfera, bensì dal serbatoio del Carbonio Inorganico Disciolto (DIC) presente nell'acqua di mare. Esse assimilano il biossido di carbonio disciolto ($CO_{2(aq)}$) e gli ioni idrogenocarbonato (HCO_3^-) attraverso la fotosintesi nello strato superficiale. Quando le alghe prelevano $CO_{2(aq)}$ dalla colonna d'acqua:

1. Si crea un deficit locale di CO_2 disciolta nell'acqua superficiale.
2. L'oceano tende a ripristinare l'equilibrio chimico richiamando CO_2 dall'aria verso l'acqua (trasferimento gas-liquido regolato dalla legge di Henry).
3. Di conseguenza, l'atmosfera cede anidride carbonica all'oceano per "compensare" l'ammanco generato dall'attività fotosintetica delle alghe.

L'Effetto Tampone Globale e le Scale Temporali del Sequestro Algale
Anche in questo processo, il fattore di Revelle e il sistema di *buffering* dei carbonati oceanici determinano l'efficienza reale e i tempi del sequestro. Poiché l'oceano contiene un'imponente riserva di Carbonio Inorganico Disciolto (DIC) sotto forma di bicarbonato (HCO_3^-) e carbonato (CO_3^{2-}), la sottrazione di carbonio da parte delle alghe innesca un'immediata riorganizzazione dell'equilibrio chimico marino. Questo meccanismo rompe la corrispondenza diretta tra carbonio fissato e calo atmosferico: il rapporto non è mai 1:1.

- **Aspetto Quantitativo:** Per ogni tonnellata di carbonio immagazzinata nella biomassa algale, la CO_2 atmosferica netta non diminuisce di un'intera tonnellata, ma soltanto di una sua frazione (pari a circa $0{,}5 - 0{,}6$ tonnellate nel breve-medio periodo). Il resto viene "compensato" dall'oceano, che non solo assorbe ma degassa anche CO_2 verso l'aria per

ripristinare l'equilibrio chimico. Di conseguenza, per ottenere un calo effettivo e permanente di 1 tonnellata di CO_2 in atmosfera, la biomassa deve fissarne quantitativamente quasi il doppio.

- **Scale Temporali Relative:** Questa risposta del sistema avviene su scale di tempo differenti e sovrapposte:
    1. **Breve Termine (Giorni - Mesi):** L'assorbimento di DIC da parte delle alghe altera il pH e la pressione parziale di CO_2 superficiale, richiamando gas dall'atmosfera.
    2. **Medio Termine (Anni - Decenni):** L'effetto tampone del sistema dei carbonati risponde degassando la riserva inorganica oceanica per colmare il deficit atmosferico, attutendo e "spalmando" l'impatto del sequestro.
    3. **Lungo Termine (Secoli - Millenni):** La circolazione oceanica profonda (con tempi di residenza di $1000 - 1500$ anni) trasporta il segnale chimico negli abissi, dove la dissoluzione dei carbonati di calcio nei sedimenti completa il riequilibrio globale.

L'azione combinata di questi fattori diluisce l'impatto della biosfera sul clima: l'inerzia chimica dell'oceano trasforma ogni potenziale crollo improvviso della CO_2 in una risposta lenta, smorzata e spalmata su scale temporali geologiche.

Scenari di Affondamento della Biomassa Algale (*Macroalgal Sink*)
Se si ipotizza l'affondamento intenzionale o naturale di grandi masse di alghe negli abissi oceanici (al di sotto della profondità di sequestro, tipicamente > 1000 m), si aprono due scenari limite.

Scenario Ipotizzato in Modo Divulgativo: Sequestro Permanente e Raffreddamento

- **Meccanismo:** La biomassa algale precipita rapidamente verso i fondali oceanici profondi o i sedimenti *anossici prima che possa verificarsi la remineralizzazione ad opera dei decompositori.*
- **Impatto sull'Oceano:** Il carbonio organico viene confinato e "congelato" nei sedimenti abissali per scale temporali geologiche (secoli o millenni), lontano dal rimescolamento della colonna d'acqua.
- **Impatto sull'Atmosfera:** Con il consumo costante di DIC superficiale mai restituito e il conseguente richiamo dall'aria, si ottiene un abbassamento netto e sostenuto della CO_2 atmosferica. L'effetto tampone oceanico garantisce che questa transizione avvenga in modo stabile, convertendo il raffreddamento globale in un processo progressivo e duraturo.

Scenario Reale: Anossia Profonda, Acidificazione e Remineralizzazione Incompleta

- **Meccanismo:** Una quantità eccessiva di biomassa algale affonda senza essere rapidamente sepolta nei sedimenti, rimanendo esposta alla decomposizione batterica lungo la colonna d'acqua profonda o all'interfaccia sedimentaria.
- **Impatto sull'Oceano (Catastrofe Biogeochimica):**
    - **Anossia e Zone Morte:** La respirazione microbica che consuma le alghe prosciuga completamente l'ossigeno disciolto nelle acque profonde, innescando eventi anossici ed eusinici con la produzione di idrogeno solforato (H_2S), altamente tossico per la fauna marina.
    - **Acidificazione degli Abissi:** La rapida decomposizione rilascia enormi quantitativi di CO_2 ad alta pressione direttamente nelle acque profonde, provocando un'intensa acidificazione oceanica e la dissoluzione dei carbonati di calcio ($CaCO_3$) sui fondali.
- **Impatto sull'Atmosfera (Effetto Rebound):** Se la circolazione termoalina o eventi di *upwelling* riportano in superficie queste masse d'acqua profonda arricchite di CO_2 e impoverite di ossigeno, l'effetto tampone viene sopraffatto: l'oceano può trasformarsi da "pozzo" a sorgente massiccia di CO_2, restituendo repentinamente all'atmosfera il carbonio precedentemente accumulato e vanificando l'effetto di raffreddamento.

La Lezione dell'Eocene e la Geoingegneria Superficiale

L'analisi comparata tra la dinamica biogeochimica dell'evento *Azolla* e le moderne proposte di sequestro tramite macroalghe mette in luce un principio fondamentale: l'oceano non è un semplice contenitore inerte, ma un sistema termodinamico e chimico complesso dotato di un'enorme inerzia.

L'evento Azolla dell'Eocene inteso come un imponente stoccaggio biologico di carbonio tale da raffreddare il pianeta doveva essere sostenuto dal tampone oceanico globale (R_{global}) e diluito su scale temporali di centinaia di migliaia di anni. Pretendere di replicare o "accelerare" questo processo tramite l'affondamento industriale di biomassa marittima negli abissi rischia di ignorare le leggi fondamentali della chimica profonda e della geomeccanica dei fondali.

Il bilancio di massa non risponde a una semplice logica 1:1, e l'alterazione dei bacini oceanici profondi porta con sé rischi sistemici devastanti: dalla deossigenazione profonda all'acidificazione per remineralizzazione, fino all'eventuale destabilizzazione dei giacimenti di clatrati idrati. Un'eventuale liberazione del metano profondo ribalterebbe l'effetto tampone oceanico, trasformando il mare da principale alleato climatico a sorgente incontrollata di gas serra.

La lezione che ci giunge dal passato geologico è che la vera de-carbonizzazione richiede un approccio circolare e sistemico — come quello di un utilizzo consapevole della biomassa algale sulla terraferma per sostituire i combustibili fossili — anziché la ricerca di "scorciatoie" ad alto rischio. Intervenire sulle dinamiche abissali necessita di non sottovalutare la reazione del sistema pianeta, per non trasformare un tentativo di mitigazione in un'ulteriore minaccia per gli equilibri della biosfera.

Affondiamo il Kelp, e poi?

Affondare biomasse nell'oceano sembra essere una soluzione semplice. Ma nel caso dell'ambiente, una soluzione alla Occam (intendere che quella più semplice è anche la migliore) non è vera, Uno studio recentissimo ed estremamente rilevante pubblicato su *Communications Earth & Environment* (gruppo Nature) è quello di Bauer et al. (2026), dal titolo: *"In-situ deep ocean monitoring reveals rapid kelp degradation limits marine biomass-based carbon sequestration potential and alters benthic ecosystems".* Questo articolo scientifico conferma in modo sperimentale esattamente ciò di cui stiamo parlando (compreso quello di uno "scenario disastroso").

Gli autori hanno condotto un esperimento *in-situ* durato un anno nell'Oceano Pacifico nord-orientale (in una zona a minimo di ossigeno/OMZ), affondando del kelp (macroalghe) e monitorandolo nel tempo con fotocamere ed equipaggiamento ad alta risoluzione sui fondali abissali. Ecco i punti chiave emersi dalla ricerca.

1. Decomposizione e Degradazione Molto Più Rapida del Previsto: Il presupposto di molte startup e proposte di geoingegneria è che negli abissi freddi e poco ossigenati le alghe rimangano "congelate" o intatte per secoli. Lo studio dimostra che il kelp affondato si degrada rapidamente ad opera della micro-fauna e dei batteri locali, smontando l'ipotesi del stoccaggio inerte a lungo termine.

2. Efficienza di Sequestro Limitata: A causa di questa rapida degradazione e remineralizzazione ad opera dei decompositori, una frazione consistente del carbonio organico viene riconvertita in DIC Carbonio Inorganico Disciolto (CO_2 disciolta) nella colonna d'acqua profonda anziché finire stabilmente sepolta nei sedimenti abissali.

3. Alterazione degli Ecosistemi Bentonici: L'affondamento della biomassa algale altera profondamente la chimica del fondale locale e le comunità bentoniche. La decomposizione consuma l'ossigeno residuo e immette una quantità anomala di materia organica, disturbando la fauna profonda preesistente.

La smentita empirica dell'affondamento inerte: il banchetto microbico profondo

Le criticità teoriche legati all'affondamento industriale di macroalghe (*ocean biomass sinking*) trovano in Bauer et al., 2026, la smentita dell'ipotesi secondo cui i fondali abissali a basso contenuto di ossigeno funzionerebbero da "frigoriferi sterili" capaci di stoccare in modo inerte la biomassa per

secoli. Monitorando per un intero anno il comportamento di masse di *kelp* affondate sui fondali oceanici profondi, i ricercatori hanno osservato una rapida e vorace degradazione operata dalla micro-fauna e dalla comunità batterica bentonica. Per vita bentonica si intende l'insieme degli organismi viventi che popolano il benthos, ossia il piano ecologico legato direttamente al fondo marino o ai sedimenti oceanici, a qualsiasi profondità. A differenza degli organismi planctonici (che galleggiano trasportati dalle correnti) o nettonici (che nuotano attivamente nella colonna d'acqua), gli organismi bentonici vivono ancorati al fondale, strisciano su di esso o sono scavatori che abitano all'interno del sedimento. Pertanto, sul fondo degli abissi, la vita bentonica forma un operoso ecosistema di profondità — composto da batteri degradatori, piccoli crostacei e fauna scavatrice — che aggredisce e consuma rapidamente la sostanza organica depositata sul sedimento, ossia la massa organica che cade dalla colonna d'acqua sovrastante,
I microrganismi abissali rispondono all'apporto anomalo di materia organica causato dall'affondamento attivando una remineralizzazione accelerata:

- **Perdita di efficienza nel sequestro:** Invece di rimanere "congelato" o essere sepolto stabilmente nei sedimenti, una quota rilevante del carbonio organico viene trasformata in tempi brevi dai decompositori in DIC direttamente nella colonna d'acqua profonda.
- **Impatto sugli ecosistemi bentonici:** Il processo di decomposizione microbica consuma l'ossigeno residuo dell'interfaccia acqua-sedimento e altera drasticamente il pH locale, provocando una marcata perturbazione degli ecosistemi di profondità preesistenti.

Le evidenze sperimentali di Bauer et al., 2026, dimostrano che la biologia microbica abissale non può essere ignorata dai modelli di mitigazione climatica: la rapida conversione del carbonio organico ad opera dei decompositori sul fondo dell'oceano o dove va a finire la massa sommersa limita intrinsecamente il potenziale di stoccaggio permanente e rischia di trasformare gli abissi in aree di severa deossigenazione ed acidificazione.

E se affondo velocemente?
La velocità di affondamento (e più in generale la velocità di degradazione) del kelp è un fattore rilevante e critico, ma l'articolo di Bauer et al., 2026, evidenzia una distinzione fondamentale tra la velocità di degradazione/affondamento e la reale capacità di sequestro del carbonio a lungo termine:

1. **Rapida degradazione**: L'esperimento dimostra che il kelp affondato negli abissi si degrada in modo molto rapido. Quindi anche se la massa di kelp arriva tal quale sul fondale, oltre il 90% della biomassa scompare entro ~100 giorni, e la degradazione è quasi completa a ~210 giorni, a causa dell'intensa attività microbica e della fauna profonda (anche in condizioni ipossiche).
2. **Il collo di bottiglia per la *durabilità* del sequestro**: L'articolo sottolinea che la velocità di degradazione dell'organico non è il fattore limitante per garantire un sequestro di carbonio durabile. Il punto davvero rilevante per valutare l'efficacia delle strategie di mCDR (*marine Carbon Dioxide Removal*) è il tempo di ritorno e di trasporto fisico della CO_2 prodotta verso la superficie. Se la CO_2 prodotta dalla remineralizzazione rapida viene trasportata dalle correnti oceaniche verso la superficie in tempi brevi, il carbonio non rimane isolato dall'atmosfera.
3. **Implicazioni pratiche**: Poiché la degradazione è così veloce, la biomassa non persiste a lungo sul fondale come deposito solido. Pertanto, l'efficienza complessiva del sequestro dipende totalmente dai modelli di circolazione oceanica locale e dalla profondità dell'iniezione/affondamento.

Sulla velocità di affondamento specifica (*sinking velocity*, solitamente espressa in metri al giorno), va chiarito il ruolo idrodinamico che gioca nel bilancio del carbonio:

- **Affondamento naturale vs affondamento artificiale/zavorrato**: Il kelp non zavorrato affonda molto lentamente o tende a galleggiare a causa dei pneumatocisti (le sacche d'aria naturali). Per questo, nelle strategie di mCDR marine Carbon Dioxide Removal intenzionale la biomassa viene tagliata e zavorrata per garantire una velocità di discesa rapida verso il fondale.
- **Competizione tra velocità e degradazione**: La velocità di affondamento determina *quanto rapidamente* la biomassa attraversa la colonna d'acqua e l'intervallo mesopelagico. Se la discesa è troppo lenta, il kelp viene consumato e decomposto nei primi strati d'acqua, rilasciando subito CO_2 che torna in atmosfera.
- **Il fattore determinante resta la profondità**: Anche con una velocità di affondamento elevata che porta il kelp sul fondale profondo in pochissimo tempo, l'esperimento Bauer et al., 2026, mostra che la decomposizione in situ (una volta depositato) avviene comunque a ritmi sostenuti (90% in ~100 giorni). La velocità di discesa serve quindi a garantire il raggiungimento del fondale, ma da sola non risolve il problema se la CO_2 disciolta sul fondo viene poi trasportata verso l'alto dalle correnti.

Il problema era già noto

L'articolo di Bauer et al., 2026, ci fornisce una misura sperimentale in situ della degradazione del carbonio stoccato sul fondale. Il problema di tale degradazione era già noto. Lo studio di Coleman et al., pubblicato su *Frontiers in Marine Science*, affronta la questione del sequestro di carbonio tramite macroalghe fornendo una rigorosa analisi tecno-economica dei costi di base (*baseline costs*) dell'acquacoltura del kelp destinata alla rimozione della CO_2 (*marine Carbon Dioxide Removal*, mCDR). Gli autori concludono che, allo stato attuale delle tecnologie e delle pratiche operative, il processo *non è economicamente fattibile*, presentando costi per tonnellata di CO_2 sequestrata nettamente superiori al target commerciale di riferimento (convenzionalmente stimato attorno ai 100$/t).

Oltre agli aspetti puramente economici e ingegneristici, il lavoro prende in considerazione anche le perdite fisiologiche ed ecologiche di biomassa, sia durante la fase di coltivazione sia dopo il deposito sul fondale:

- **Perdita di biomassa in superficie:** Il modello integra l'impatto del *grazing* (il consumo da parte dell'erbitofauna e dei pesci) e della perdita naturale di fronde durante la crescita nelle strutture offshore. Questa riduzione di resa di biomassa si traduce direttamente in un aggravio dei costi unitari di sequestro.
- **Degradazione e fauna bentonica:** Lo studio analizza il destino della biomassa una volta affondata negli abissi. A questo livello, l'attività metabolica della comunità batterica e della fauna bentonica trasforma rapidamente la sostanza organica solida in carbonio inorganico disciolto (DIC).
- **Velocità di degradazione bentonica:** Gli autori richiamano l'importanza dei tassi di decomposizione in situ: la rapida degradazione ad opera dei microrganismi di profondità dimostra che la biomassa non permane a lungo sotto forma di deposito solido. Di conseguenza, l'efficacia del sequestro a lungo termine non può fare affidamento sulla stabilità fisica del materiale affondato, ma dipende interamente dai tempi di trasporto idrodinamico e dalla circolazione delle masse d'acqua profonde verso la superficie.

Efficienza e durata

In Sten et al., 2026, troviamo uno studio su "efficiency and durability of purposefully sinking seaweed biomass as a marine carbon dioxide removal strategy".

Nell'abstract. "La coltivazione su larga scala e l'affondamento intenzionale di macroalghe sono stati proposti come una strategia di rimozione della anidride carbonica marina (mCDR). Le macroalghe

coltivate assorbono il carbonio inorganico disciolto (DIC) dallo strato rimescolato, determinando un deficit di CO_2 che causa un flusso di CO_2 atmosferica verso l'oceano superficiale. La macroalga ricca di carbonio viene quindi raccolta e trasportata in profondità dove viene infine remineralizzata di nuovo in DIC o incorporata nel sedimento. Per esplorare i fattori abiotici dell'efficienza e della durabilità della mCDR tramite macroalghe, simuliamo l'avvezione e il rimescolamento di una perturbazione di DIC attraverso l'oceano con un modello di circolazione oceanica globale in stato stazionario che include un'atmosfera interagente con uno scambio gassoso aria-mare realistico. Troviamo che inizialmente molte località nell'oceano globale possono essere quasi efficienti quanto la cattura diretta dall'aria (DAC) e sono temporaneamente durature (sequestrate per >100 anni) se la biomassa viene trasportata rapidamente (> 1.000 m/d) a una profondità (> 2.000 m) prima di essere infine ventilata di nuovo verso l'atmosfera. [Si veda Appendice B] Le scale temporali di durabilità e le efficienze si riducono significativamente per un trasporto verticale più lento (<100 m/d) e profondità più basse (<500 m). Le metriche di efficienza e durabilità della CDR tramite macroalghe sono determinate dai tassi locali di rimescolamento verticale, dai percorsi di circolazione globale, dalle scale temporali dello scambio gassoso aria-mare di CO_2 e dalla velocità con cui la macroalga viene trasportata sul fondale marino. Comprendere i controlli abiotici sull'efficienza e sulla durabilità della mCDR tramite macroalghe, così come i suoi impatti biotici sugli ecosistemi superficiali e bentonici, è fondamentale per valutare l'efficacia della coltivazione su larga scala e del sequestro intenzionale di macroalghe come strategia di mCDR."
E nelle Conclusioni. "In conclusione, le macroalghe sequestrate hanno il potenziale per essere una strategia duratura ed efficiente per la CDR se la biomassa viene trasportata in profondità (>2.000 m) sufficientemente in fretta (>1.000 m/d) in siti che consentano un rapido assorbimento (ingassing). Le scale temporali di ritorno del carbonio remineralizzato sul fondale marino sono nell'ordine di centinaia di anni, con località nell'Oceano Pacifico profondo che mantengono almeno il 50% della loro massima efficienza relativa per almeno 900 anni. I siti di sequestro con profondità inferiori a 2.000 m presentavano curve di durabilità più brevi, con tempi medi di ritorno inferiori a 200 anni per il 50% del materiale sequestrato. Infine, *questo studio non è né una condanna né un'approvazione dell'implementazione della mCDR tramite macroalghe*. Ha semplicemente lo scopo di quantificare l'efficienza di sequestro e la durabilità della mCDR tramite macroalghe, nonché di illustrare la continua necessità di una ricerca quantitativa e completa sulla mCDR tramite macroalghe prima che l'implementazione venga presa in considerazione su scale rilevanti dal punto di vista climatico. Fondamentalmente, questo studio traccia solo le anomalie di DIC Dissolved Inorganic Carbon associate direttamente alle perturbazioni da mCDR tramite macroalghe e *non considera i possibili effetti a valle di queste attività, come la sottrazione di nutrienti (nutrient robbing) o l'ombreggiamento della chioma (canopy shading).* La ricerca futura deve quantificare questi impatti indiretti ed esaminare criticamente l'effetto della mCDR tramite macroalghe sugli ecosistemi bentonici, al fine di garantire che la mCDR tramite macroalghe sia implementata in modo sicuro ed efficace e che gli impatti possano essere monitorati, rendicontati e verificati."
Ripetiamolo ancora, lo studio Sten et al., 2026, non considera i possibili effetti a valle di queste attività, come la sottrazione di nutrienti (nutrient robbing) o l'ombreggiamento della chioma (canopy shading). In effetti, le alge vanno coltivate. Esse diventano in fase di coltivazione cibo molto apprezzato dalla vita marina.
Nell'articolo di Sten et al. (2025) non si parla di metano. Il modello numerico utilizzato nello studio traccia esclusivamente le anomalie di DIC (Carbonio Inorganico Disciolto) derivanti dalla remineralizzazione della biomassa e dal processo di scambio gassoso aria-mare di anidride carbonica. Gli autori dichiarano esplicitamente tra le limitazioni del loro lavoro di non aver incluso i processi biogeochimici complessi o gli impatti ecologici indiretti (tra cui vi è appunto la metanogenesi anaerobica).

Una lettura critica

Analizzando il testo di Sten et al. (2025) (*Earth's Future*) e confrontando le premesse scientifiche, il modello utilizzato e le sue conclusioni, emergono diverse frizioni concettuali e contraddizioni interne (alcune ammesse dagli autori stessi come limitazioni, altre strutturali al concetto di mCDR).
Nelle righe che seguono sono evidenziate le principali contraddizioni del lavoro:

1. La contraddizione tra "Sostenibilità teorica" e "Limitazioni del Modello" (Omissione dei danni bentonici)

- **Nel testo:** L'Abstract e le Conclusioni affermano che la mCDR da macroalghe *"ha il potenziale per essere una strategia duratura ed efficiente"* se l'affondamento avviene a profondità > 2.000 m e a velocità > 1.000 m d^{-1}.
- **La contraddizione:** Il modello matematico su cui si basa questa affermazione è puramente abiotico ed idrodinamico: calcola solo dove vanno a finire le molecole d'acqua ricche di DIC nel corso dei secoli. Tuttavia, gli autori ammettono alla fine che il modello non include gli impatti ecologici, l'anossia, il *nutrient robbing* né l'effetto sul benthos.
- **Perché è una contraddizione:** Dichiarare la "fattibilità ed efficienza" di una tecnologia ignorando i meccanismi biologici primari che ne determinano il fallimento reale (decomposizione anossica, crollo della catena trofica bentonica) significa valutare un processo ecologico complesso come se fosse solo problema di idrodinamica fisica.

2. La finta "Permanenza" (I tempi di ritornano a galla)

- **Nel testo:** Lo studio enfatizza che nel Pacifico profondo oltre il 50% del carbonio rimane "sequestrato" per circa 900 anni.
- **La contraddizione:** Definire "sequestro" un ritardo temporale di qualche secolo contrasta con la definizione geologica di sequestro di carbonio (che richiede l'isolamento dai cicli attivi per scale millenarie o permanenti, come avviene per i giacimenti fossili o per la mineralizzazione delle rocce).
- **L'impatto:** Trasformando la biomassa in DIC profondo, il carbonio resta *comunque* nel ciclo attivo dell'oceano. Le correnti di risalita (*upwelling*) restituiscono inevitabilmente quel DIC all'atmosfera: si tratta di un rinvio delle emissioni alle generazioni future, non di un'eliminazione definitiva del carbonio dal sistema oceano-atmosfera.

3. La contraddizione del "Trattamento Isolato del DIC" (Effetto Rebound)

- **Nel testo:** Gli autori specificano che lo studio *"traccia solo le anomalie di DIC associate direttamente alle perturbazioni da mCDR"*.
- **La contraddizione:** In un sistema aperto e dinamico come l'oceano, non è possibile isolare la perturbazione di DIC dall'equilibrio chimico complessivo. Sottrarre DIC in superficie per affondarlo in profondità altera la pressione parziale della CO_2 (pCO_2) e l'alcalinità dell'acqua di mare. Se la velocità di riassorbimento dell'atmosfera (*ingassing*) non compensa perfettamente e istantaneamente la sottrazione di DIC, l'efficienza netta crolla.

Sintesi delle contraddizioni

Premessa del Paper	Realtà Evidenziata dal Testo Stesso
La mCDR da alghe è efficiente e duratura (> 900 anni nel Pacifico).	Il modello è un'astrazione puramente idrodinamica che ignora del tutto gli impatti biologici ed ecologici sul benthos.
La biomassa deve scendere a > 1.000 m d^{-1}.	Non esistono tecnologie prive di impatto ambientale per far affondare alghe galleggianti senza produrre impronte di carbonio relative. Tali impronte devono essere valutate.

Premessa del Paper	Realtà Evidenziata dal Testo Stesso
Il carbonio è "sequestrato".	Il carbonio viene semplicemente convertito in DIC e resta nel circuito oceanico, destinato a riaffiorare in superficie con la circolazione profonda.
Lo studio quantifica l'efficienza reale della mCDR.	Vengono omessi il *nutrient robbing*, l'ombreggiamento della chioma (*canopy shading*) e i processi anossici bentonici.

E il metano?
L'articolo di Chopin et al. (pubblicato su *One Earth*, Volume 7, Issue 3, 2024) affronta esplicitamente e in modo sintetico il tema del metano.

- **Citazione diretta dal testo** (The risk to deep-ocean ecosystems): "Scientific review of marine CO_2 removal (mCDR) proposals state that ocean-based climate interventions could potentially smother seafloor life, alter water and sediment chemistry, promote deoxygenation and anoxia, and release additional hydrogen sulfide and methane."
- **Soffocamento e Anossia:** Gli autori spiegano che l'affondamento di biomassa copre e soffoca la vita sul fondale (*smother seafloor life*), alterando la chimica dell'acqua e dei sedimenti. Questo consumo massiccio di ossigeno porta a deossigenazione ed anossia.
- **Inversione del bilancio climatico:** In condizioni anossiche, la decomposizione microbica produce metano (CH_4) e acido solfidrico (H_2S). Poiché il metano ha un potenziale clima-alterante di gran lunga superiore alla CO_2, la sua produzione ed eventuale risalita rappresenta un rischio primario che vanifica l'intero obiettivo di sequestro.
- **Appello ad una Moratoria:** Proprio a causa di questi rischi biogeochimici incontrollati, del potenziale impatto distruttivo sul benthos e della mancanza di basi scientifiche solide, gli autori concludono lanciando una chiamata d'azione per una moratoria immediata sull'affondamento intenzionale di macroalghe negli abissi ("we call for an immediate moratorium on the sinking of seaweed biomass [...] for disposal in the deep ocean").

La scala temporale del metano
Nelle condizioni che si creerebbero con l'affondamento massiccio di kelp sul fondale profondo, la scala temporale dell'emissione di metano si articola su due fasi distinte: una fase di produzione (metanogenesi) e una fase di risalita/rilascio in atmosfera.

1. Scala temporale di produzione (nel sedimento/fondale): Inizio (Settimane / Mesi): Una volta depositata la biomassa, i batteri aerobici consumano rapidamente l'ossigeno disciolto nell'acqua e nei pori del sedimento. In accumuli densi di kelp, lo stato di anossia si raggiunge in un arco di tempo compreso tra poche settimane e un paio di mesi. Picco della Metanogenesi (Mesi / Anni): Raggiunta l'anossia, i batteri anaerobi e gli archei metanogeni prendono il sopravvento. La produzione attiva di metano (CH_4) inizia tipicamente entro 3-6 mesi dall'affondamento e raggiunge il suo picco tra 1 e 5 anni, continuando a ritmi decrescenti per decenni finché la frazione organica facilmente degradabile del kelp non si esaurisce.

2. Scala temporale di risalita e rilascio in atmosfera: La durata e la velocità con cui il metano prodotto sul fondo raggiunge l'atmosfera dipendono dalla modalità di trasporto chimico-fisico. Emissione rapida tramite bolle o "bubble plumes" (Giorni / Settimane): Se la produzione di gas nel sedimento accumulato è estremamente intensa, la concentrazione di metano supera la soglia di saturazione dell'acqua e forma bolle gassose. Le bolle risalgono la colonna d'acqua per spinta di

galleggiamento in poche ore o giorni. Se il punto di affondamento è a medie profondità (<500m), una parte rilevante del metano in bolle può superare il termoclino e liberarsi in atmosfera prima di essere ossidato dai batteri metanotrofi. Trasporto idrodinamico / Upwelling (Decenni / Centinaia di anni): Negli abissi profondi (>2.000 m), l'elevata pressione idrostatica tende a mantenere il metano disciolto nella massa d'acqua (o a intrappolarlo temporaneamente come clatrato/idrato di metano). In questo caso, il gas non sale come bolla, ma segue i moti della circolazione oceanica profonda. Il suo ritorno verso la superficie avviene su scale temporali di 100–900 anni (pari ai tempi di residenza delle masse d'acqua profonde del Pacifico o dell'Atlantico), a meno di eventi di upwelling locale più rapidi.

Il paradosso del bilancio di carbonio
Anche se il metano disciolto in profondità dovesse impiegare secoli per risalire, il suo rilascio dilazionato rappresenta un debito climatico a lungo termine: quando le acque profonde ricche di metano riaffioreranno, il potere clima-alterante del metano (fino a 80 volte superiore a quello della CO_2 nei primi 20 anni dal rilascio) trasformerà quella che era stata calcolata come una "rimozione di carbonio" in un'emissione netta di gas serra.

Ritorno all'Azolla
Per marcare ancora una volta la netta differenza tra l'Effetto Azolla e la proposta di affondare alghe, ricordiamo che il carbonio accumulato negli strati dell'Evento Azolla è prevalentemente **carbonio organico (TOC - Total Organic Carbon)**. La distinzione fondamentale tra le due forme nel sedimento marino e la loro dinamica durante l'evento:

- **Carbonio Organico:** Deriva direttamente dai residui della felce *Azolla sp.* e dalla sua simbiosi con il cianobatterio *Anabaena azollae*. Attraverso la fotosintesi, la pianta ha fissato la CO_2 atmosferica trasformandola in molecole organiche (lignina, cellulosa, proteine, lipidi). Quando la biomassa moriva, sprofondava nei fondali anossici dell'Artico e, non potendo essere decomposta dall'ossigeno, si è conservata sotto forma di scisti bituminosi e materia organica fossile (kerogene).
- **Carbonio Inorganico:** È costituito principalmente da carbonati ($CaCO_3$, come calcite e aragonite da guscio di microfossili). Negli strati dell'Evento Azolla, la frazione inorganica è molto bassa o quasi assente per due motivi l'anossia dei fondali e per la grande quantità di materiale organico che si era accumulata.

Il sequestro globale che avrebbe raffreddato il pianeta sarebbe stato proprio un pompaggio di carbonio organico dall'atmosfera al fondo dell'oceano. Anche nell'evento Azolla i microbi produttori di metano (i methanogeni) sono intervenuti, ed è un punto cruciale nella geochimica dell'Evento Azolla. Ecco cosa succedeva esattamente sul fondo dell'Oceano Artico e perché una parte importante della biomassa è rimasta comunque preservata:

1. Il ruolo dei metanogeni (Methanogenesis)
Quando l'imponente massa di *Azolla* moriva e sprofondava sul fondo del bacino artico, l'ossigeno disciolto nelle acque profonde si è esaurito rapidamente. In assenza di ossigeno (anossia), la degradazione della materia organica passa, come già visto, attraverso una successione di nicchie ecologiche microbiche:

1. **Batteri solfato-riduttori:** Usano il solfato (SO_4^{2-}) per degradare la sostanza organica.
2. **Archei metanogeni:** Quando il solfato nelle acque di fondo/sedimenti si consuma, entrano in gioco i metanogeni anaerobi, che convertono la sostanza organica semplice (acetato, H_2/CO_2) in metano **(**CH_4**)**.

Quindi la produzione di metano biogenico c'era ed era intensa nei sedimenti superficiali.

2. Perché non tutta l'Azolla è stata convertita in metano?
Se i metanogeni erano attivi, come ha fatto l'Azolla a sequestrare così tanto carbonio organico nei sedimenti? Esistono tre fattori limitanti fondamentali:

1. **Il tasso eccezionale di sedimentazione (Rain Rate di biomassa):**
   La quantità di felci che morivano e cadevano sul fondo era talmente massiccia e continua che la capacità metabolica della comunità microbica è stata "sovraccaricata". La velocità di accumulo superava di gran lunga la velocità con cui i microbi riuscivano a digerire la biomassa.
2. **La composizione recalcitrante della biomassa (*Azollani* e lignina):**
   Azolla contiene composti polimerici complessi e molto resistenti, inclusi polifenoli resistenti (chiamati *azollani*) e lipidi cuticolari. I metanogeni e i batteri anaerobi **non riescono a spezzare efficacemente la lignina e le molecole altamente complesse** in assenza di ossigeno molecolare (che serve alle perossidasi per la degradazione aerobica). Di conseguenza, la frazione più recalcitrante della pianta è rimasta del tutto intatta, diventando kerogene.
3. **Inibizione da accumulo di sottoprodotti e anossia profonda:**
   Nei primi centimetri/metri di sedimento, la degradazione parziale produce acidi grassi a catena corta e abbassa il pH. In ambienti anossici chiusi e privi di ricambio d'acqua, l'attività microbica tende ad autolimitarsi o a rallentare drasticamente a causa delle condizioni chimiche estreme.

3. Il bilancio globale

- **Una frazione** della materia organica (quella più labile, come zuccheri e proteine) è stata convertita da microbi anaerobi in metano e CO_2.
- **Una grandissima frazione** (quella strutturale e recalcitrante) si è sottratta alla degradazione ed è stata "seppellita" permanentemente nel sedimento come carbonio organico (TOC).

Il sequestro netto di carbonio è stato rilevante proprio perché la produzione di biomassa vegetale e il suo seppellimento superavano nettamente la quota che la degradazione anaerobica/metanogenica riusciva a riciclare.

Conclusioni

L'Evento *Azolla* dell'Eocene medio rimane una testimonianza di come i processi biologici fotosintetici possano avere un ruolo nella dinamica climatica del pianeta. Tuttavia, la trasposizione diretta di questo fenomeno naturale in moderne strategie di geoingegneria basate sull' "affondamento oceanico" di biomasse acquatiche si rivela scientificamente non percorribile e priva dei requisiti di sicurezza ecologica. Il modello dell'Oceano Artico di 49 milioni di anni, proposto per l'Evento Azolla, lo mostra come un sistema idrologico unico — un bacino chiuso, fortemente stratificato, con un supposto esteso strato di acqua dolce superficiale e fondali anossici stabili — condizioni del tutto assenti negli oceani aperti contemporanei. Il tentativo di replicare artificialmente tali masse biologiche in mare aperto richiederebbe ovviamente degli organismi di acqua salata con dosaggi di nutrienti adeguati che finirebbero coll'innescare processi di anossia profonda con effetti devastanti sugli ecosistemi bentonici e il rischio paradosso di un degassamento di metano.

La lezione dell'*Azolla* trova invece la sua felice e concreta attuazione nell'ambito dell'economia circolare e delle tecnologie per la rigenerazione dei suoli. La combinazione tra la velocissima resa fotosintetica della felce (o di analoghe biomasse acquatiche) e la sua autonomia azotata può essere integrata con il processo di pirolisi. Trasformando la biomassa in biochar, il carbonio sottratto all'atmosfera viene immobilizzato in una struttura carboniosa altamente stabile per secoli, evitando le insidie della decomposizione anossica acquatica (Appendice C). Inoltre, il *biochar* così ottenuto

restituisce al comparto agricolo un ammendante eccellente, in grado di migliorare la struttura del terreno, trattenere l'umidità e sostituire i fertilizzanti azotati di sintesi ad alto impatto energetico.

Invece di limitare la conversione termochimica alla sola pirolisi secca, la gestione delle biomasse acquatiche ad alto contenuto di umidità trova un completamento ideale nella carbonizzazione idrotermale (HTC). Mentre la pirolisi convenzionale immobilizza il carbonio in una matrice altamente aromatica e grafitica (biochar) garantendo un sequestro geologico a lungo termine (secolare/millenario), l'HTC lavora direttamente in ambiente acquoso subcritico, abbattendo le barriere energetiche dell'essiccamento preventivo. L'hydrochar così ottenuto rappresenta una strategia di stoccaggio del carbonio a medio termine: la sua struttura, più labile e ricca di gruppi funzionali ossigenati e composti azotati preservati, favorisce una rapida umificazione e la formazione di sostanza organica nel suolo (SOC). Sebbene la stabilità molecolare dell'hydrochar sia inferiore a quella del biochar da alta temperatura, il processo garantisce un bilancio netto di CO_2 fortemente negativo, affiancando al sequestro del carbonio un'azione biostimolante e rigenerativa di immediata efficacia agronomica. In conclusione, non è affondando la biomassa negli abissi oceanici che risolveremo la crisi climatica, ma ingegnerizzandone la conversione in matrice solida per la terra coltivabile: una scelta guidata dalla rigida comprensione della biogeochimica geologica e articolata tra la stabilità plurisecolare del biochar e la praticità energetico-agronomica dell'hydrochar.

Dopo le conclusioni

https://web.archive.org/web/20080326202943/http://ngm.nationalgeographic.com/ngm/0505/resources_geo.html

“Strati leggermente più giovani, risalenti a 50 milioni di anni fa, hanno riservato una sorpresa ancora maggiore. Nel laboratorio a bordo della nave, uno scienziato che esaminava i campioni al microscopio è rimasto perplesso nel vedere "roba che sembra escrementi di mucca". Ma Henk Brinkhuis, un paleontologo dell'Università di Utrecht ed esperto in microscopici fossili marini, sapeva di cosa si trattasse: spore di Azolla — una felce che cresce in acqua dolce.” Tim Appenzeller (2005).

“Brinkhuis, che aveva svolto un lavoro di consulenza per l'industria petrolifera, ricordava che le squadre che perforavano nei mari limitrofi all'Artico avevano notato una misteriosa spolverata di spore di felce in rocce risalenti a 50 milioni di anni fa. Nessuno ne conosceva la fonte. Ora Brinkhuis e i suoi colleghi pensano di averla trovata: un Oceano Artico un tempo verdissimo. Alcuni scienziati della spedizione ritengono che la felce crescesse nei delta dei fiumi o nelle lagune costiere e che le sue spore siano fluttuate verso l'oceano aperto. Ma Brinkhuis sostiene che l'Oceano Artico stesso dovesse essere denso di vegetazione. Le spore erano così abbondanti che nei campioni di carota "abbiamo strati neri che sono praticamente fatti di Azolla", afferma. Egli ipotizza che forze geologiche abbiano chiuso gli stretti che collegavano altri oceani all'Artico, così l'acqua di ruscellamento dei fiumi che vi sfociavano si è accumulata e ha formato uno strato superficiale di acqua dolce in cui la felce poteva prosperare.” Tim Appenzeller (2005).

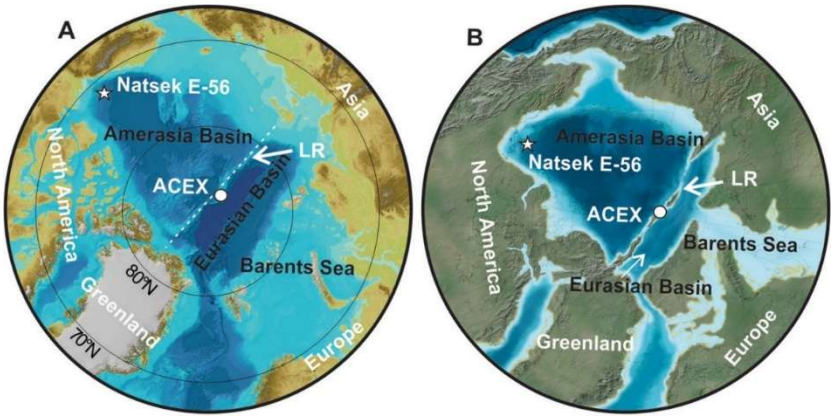
“Nel giro di un milione di anni la felce è scomparsa, forse perché gli stretti si sono riaperti e hanno inondato l'Artico di acqua salata, uccidendo la felce. Poco dopo è arrivato il primo indizio dell’oceano settentrionale ghiacciato di oggi. In campioni risalenti a 47 milioni di anni fa, gli scienziati hanno trovato dropstones, … . A partire da 15 milioni di anni fa, strati di sabbia e ghiaia trasportati dal ghiaccio indicano un congelamento diffuso. …. Poiché l'acqua dolce è più facile da congelare rispetto a quella salata, l'antico Artico sarebbe stato "pronto per il congelamento", dice. Il ghiaccio, a sua volta, avrebbe riflesso la luce solare, raffreddando il clima in un effetto di retroazione che avrebbe portato a ancora più ghiaccio.” Tim Appenzeller (2005).

“La felce potrebbe essere stata una complice. Gli scienziati pensano che un potente effetto serra dovuto all'anidride carbonica atmosferica dieci volte superiore a quella odierna abbia alimentato il periodo caldo globale di 55 milioni di anni fa. Prima che il ghiaccio potesse formarsi, il livello di

anidride carbonica doveva scendere. La rapida crescita dell'Azolla potrebbe aver aiutato aspirando carbonio dall'aria per costruire foglie e fusti. Man mano che le felci morivano, sarebbero sprofondate in acque profonde, dove lo scarso ossigeno ne ha impedito la decomposizione e ha mantenuto il carbonio bloccato. "Sono davvero intrigato dalla possibilità che sia stata questa piccola fase a trasformare il mondo in una casa di ghiaccio (icehouse)", dice Brinkhuis." Tim Appenzeller (2005).

Ed ora passiamo a **Neville et al., 2019.** Gli autori non concordano sull'ipotesi che vi fosse uno strato di acqua dolce diffuso su tutto l'Oceano Artico. Al contrario, lo studio sostiene esattamente la tesi opposta, mettendone in discussione la validità globale:

1. **Rifiuto del cap di acqua dolce globale:** Gli autori mostrano che nel bacino tra America e Asia (molto più ampio) l' *Azolla* si trova in quantità decisamente inferiori rispetto al bacino da cui sono state prelevate le carote ACEX della Dorsale di Lomonosov. L'Azolla è costantemente associata a microfauna marina (dinoflagellate) e materia organica terrestre (lignina e cellulosa).
2. **Ipotesi alternativa (Trasporto Fluviale):** Propongono che non vi fosse una calotta stagionale d'acqua dolce estesa a tutto l'oceano. L' *Azolla* cresceva nei bacini fluviali/costieri continentali e veniva trasportata dai fiumi (dilavamento) verso l'oceano aperto durante i periodi di forte intensificazione del ciclo idrologico.
3. **Se c'era acqua dolce, era un evento locale:** Se uno strato superficiale di acqua dolce è esistito, secondo gli autori era un fenomeno circoscritto al solo piccolo bacino isolato geograficamente dalla Dorsale di Lomonosov e non ha coperto l'intero Oceano Artico.
4. **Impatto sul clima ridimensionato:** Di conseguenza, mettono in dubbio che l' *Azolla* sia stata la causa principale del crollo della CO_2 e del raffreddamento globale dell'Eocene, poiché la sua presenza e il relativo sequestro di carbonio erano molto più limitati di quanto calcolato dai modelli precedenti.



Nella figura si vede a sinistra l'Artico odierno ed a destra quello dell'Eocene. Il sito Natsek E-56 si trova in un bacino molto più ampio di quello dell'ACEX drilling. L'immagine è cortesia di Neville e coautori, con Licenza Creative Common.

La carota ACEX (spedizione IODP 302 del 2004) è stata prelevata sulla Dorsale di Lomonosov (LR), che all'epoca separava il Bacino Eurasiatico da quello Amerasiatico. Il pozzo Natsek E-56 studiato da Neville et al. (2019) si trova invece nel Bacino Amerasiatico (area del delta Beaufort-Mackenzie), una massa d'acqua immensamente più vasta e profonda rispetto allo stretto bacino eurasiatico. Trovare nel sito Natsek E-56 solo limitate quantità di *Azolla*, mescolate a microfauna marina (dinoflagellate) e residui continentali terrestri (lignina), ha un significato preciso:

- **Assenza di una cappa d'acqua dolce globale**: Non c'era un unico "super-lago" d'acqua dolce esteso a tutto l'Oceano Artico. Se una stratificazione stabile è esistita, era confinata al solo bacino eurasiatico isolato.

- **Origine per dilavamento fluviale**: Le spore trovate nel Bacino Amerasiatico suggeriscono che l'*Azolla* crescesse sulle sponde dei fiumi o nelle lagune costiere continentali e che sia stata semplicemente "trasportata" al largo dalle piene.

Se l'evento è stato confinato a un bacino ridotto o legato al trasporto fluviale locale, il calcolo del carbonio sottratto all'atmosfera su scala planetaria si riduce drasticamente rispetto ai modelli del 2006 e del 2009. Questo ridimensionamento rafforza il nostro punto fondamentale: affidarsi a un evento geologico che è soggetto ancora al dibattito scientifico per giustificare la geoingegneria marina è concettualmente sbagliato. Ha invece perfettamente senso prendere l'*Azolla* per quello che è oggi — una pianta a crescita rapida e ricca d azoto — e trasformarla in biochar o hydrochar sulla terraferma.

Differenze dei carotaggi
Neville et al. (2019) non hanno trovato varve laminate ricche di Azolla nel loro sito di studio, ed è proprio questo il fulcro della loro critica al modello classico dell'Evento Azolla. Ecco i dettagli fondamentali della loro scoperta:

1. La differenza tra le due carote (Lomonosov vs. Natsek E-56)
- **Brinkhuis et al. (2006) / IODP (Dorsale di Lomonosov - ACEX):** Nell'Oceano Artico avevano trovato sedimenti fortemente microlaminati (varve) ricchissimi di *Azolla* in situ. Da lì nacque l'ipotesi del "cappuccio di acqua dolce" esteso a tutto l'Oceano Artico.
- **Neville et al. (2019) (Pozzo Natsek E-56 - Bacino di Beaufort-Mackenzie, Artico occidentale):** Analizzando questa carota deltaica/marina, Neville e colleghi hanno riscontrato concentrazioni di Azolla nettamente inferiore. I sedimenti non presentavano le varve laminate e anossiche tipiche del bacino centrale di Lomonosov.

2. Le conclusioni di Neville et al. (2019)
Trovando un quantitativo ridotto di *Azolla* misto a detriti legnosi e materia organica terrestre, Neville et al. hanno concluso che l'*Azolla* non copriva l'intero Oceano Artico come un unico tappeto uniforme. Nelle aree marginali e costiere, i resti di *Azolla* trovati nei sedimenti non erano necessariamente cresciuti in situ nell'oceano, ma erano stati trasportati dai fiumi a seguito di un intenso ciclo idrologico (runoff continentale) che dilavava la biomassa dai delta verso il mare.
In sintesi: le varve laminate di *Azolla* appartengono ai carotaggi della dorsale di Lomonosov (ACEX 2004 / Brinkhuis 2006), mentre Neville et al. (2019) hanno dimostrato l'assenza di tali strutture e concentrazioni nel settore occidentale dell'Artico, ridimensionando l'estensione geografica del "cappuccio" d'acqua dolce.
Osserviamo ancora che il lavoro di Neville et al. (2019) (*Nature Scientific Reports*) è un articolo con un numero di citazioni relativamente basso se confrontato con i paper fondativi dell'ipotesi Azolla (come Brinkhuis et al., 2006, sempre su *Nature*, che conta centinaia di citazioni).

Le motivazioni di questo divario
- **Effetto "Paradigma Consolidato":** La teoria originale del 2006 ha avuto un impatto mediatico e scientifico enorme, diventando una sorta di *racconto esemplare* (il "super-organismo" che raffredda il pianeta). Quando una teoria viene accettata e citata nei libri di testo o nei grandi modelli generali, per inerzia gli articoli successivi tendono a citare il paper fondativo per definire l'evento, ignorando le sfumature e i ridimensionamenti locali.
- **Differenza di scala e campionamento:** Lo studio di Neville et al. si basa su dati raccolti nel bacino America-Asia (pozzo *Natsek E-56* nel bacino di Beaufort-Mackenzie), mentre la teoria "globale" nacque dai carotaggi ACEX sulla Dorsale di Lomonosov. A quanto pare, questo non basta a fornire una smentita in grado di cancellare l'evento Azolla come evento a scala globale.

- **Pubblicazioni recenti e specialistiche:** Uscito nel 2019, l'articolo appartiene a un filone di revisione critica più recente che interessa principalmente la micropaleontologia e la palinologia di dettaglio, settori con volumi di citazione numericamente inferiori rispetto alla modellistica climatica globale.

Sebbene l'ipotesi di Brinkhuis et al. rimanga quella prevalente e maggiormente citata nella letteratura mainstream, richiamare Neville et al. (2019) serve proprio a evitare una visione dogmatica. In un'analisi rigorosa, citare una voce critica mostra che la comunità scientifica non ha ancora chiuso del tutto il dibattito sui meccanismi esatti (trasporto fluviale *vs.* cappa d'acqua dolce oceanica) e sulle reali dimensioni del sequestro di carbonio.
Se l'Evento Azolla viene ridimensionato a co-fattore nell'inversione climatica dell'Eocene medio-superiore, la transizione verso il clima *icehouse* dev'essere stata guidata da una concomitanza di fattori geologici, oceanografici e biogeochimici. I principali meccanismi complementari o alternativi che hanno determinato la diminuzione della CO_2 atmosferica e il raffreddamento globale includono:

1. Alterazione Chimica delle Rocce e Orogenesi (Silicate Weathering)

- **Sollevamento della Catena Himalayana e dell'Altopiano Tibetano:** La collisione tra la placca indiana e quella euroasiatica ha esposto enormi volumi di rocce silicatiche fresche agli agenti atmosferici. L'alterazione dei silicati consuma CO_2 atmosferica secondo la reazione di Urey:
$$CaSiO_3 + CO_2 \rightarrow CaCO_3 + SiO_2$$
Si veda Yin & Harrison (2000) per la cronologia tettonica dell'inizio collisione e Raymo & Ruddiman (1992) per il meccanismo di sequestro della CO_2 tramite silicate weathering.
- **Basalti dei Trappi dell'Eocene:** La rapida alterazione chimica delle grandi province ignee affioranti nelle regioni tropicali ad alto tasso di precipitazioni ha assorbito grandi quantità di carbonio in tempi geologici relativamente brevi. L'elevata reattività dei basalti continentali e insulari esposti a latitudini equatoriali calde e umide costituisce un primario motore di drawdown della CO_2 cenozoica tramite reazioni di alterazione silicatica (Dessert et al., 2003; Kent & Muttoni, 2008; Jagoutz et al., 2016).

2. Riorganizzazione delle Correnti Oceaniche e Tettonica delle Placche

- **Apertura dei Passaggi Australi (Drake e Tasman):** L'apertura progressiva dei passaggi di Tasman e Drake ha consentito lo sviluppo della Corrente Circumpolare Antartica, isolando termicamente il continente antartico e guidando la transizione verso il clima 'icehouse' dell'Oligocene (Kennett, 1977; DeConto & Pollard, 2003; Scher & Martin, 2006).
- **Chiusura della Tetide e Dinamiche Oceaniche:** La progressiva restrizione e chiusura del passaggio marino della Tetide ha interrotto la circolazione calda circumequatoriale, riorganizzando le correnti termoaline e cambiando le dinamiche di ventilazione profonda e di preservazione del carbonio nei sedimenti marini (Zhang et al., 2011; Torfstein et al., 2020).

3. Pompa Biologica Marina e Sepoltura di Carbonio Organico Tradizionale

- **Fioriture di Fitoplancton Non-Azolla:** L'incremento degli apporti nutrizionali oceanici ha sostenuto fioriture massive di coccolitoforidi, diatomee e dinoflagellati, potenziando l'efficienza della pompa biologica e accumulando ingenti quantità di carbonio organico nei fondali oceanici (Falkowski et al., 2005).
- **Sepoltura nei Bacini Anossici Epicontinentali:** Oltre al bacino artico, la stratificazione della colonna d'acqua e l'anossia dei fondali nei mari interni epicontinentali del Paleogene (come la Peri-Tetide e il Mare del Nord) hanno consentito il seppellimento e la conservazione di ingenti quantitativi di materia organica derivata da fitoplancton marino (Gavrilov et al., 2003; Palcu & Krijgsman, 2023; Sluijs et al., 2006), seguendo i classici meccanismi di

preservazione geochimica nei bacini euxinici descritti per la materia organica sedimentaria (Canfield, 1994; Tyson, 1995).

4. Espansione della Biomassa Terrestre e Formazione di Torbiere

- **Formazione di Depositi di Lignite:** Durante l'Eocene medio, la copertura forestale globale e la proliferazione di vaste zone umide tropicali e temperate contribuirono al sequestro di carbonio nella biosfera vegetale terrestre poiché formarono depositi di lignite (Holdgate et al., 2009). Ma è anche vero che l'Eocene medio è caratterizzato da un conundrum (Lim et al., 2024). Tale conundrum climatico risiede nel fatto che, nonostante l'imponente sequestro di carbonio operato dalle foreste e dalle zone umide, si verificò il riscaldamento globale prolungato noto come Middle Eocene Climatic Optimum (MECO). Questo paradosso implica un'immissione massiccia e continua di carbonio di origine vulcanica o tettonica capace di superare temporaneamente la capacità di assorbimento della biosfera terrestre (Sluijs et al., 2013).
- **Accumulo nelle Torbiere e nei Suoli Organici:** L'evoluzione dei biomi dominati da angiosperme e lo sviluppo di complessi apparati radicali, unitamente alle condizioni climatiche dell'Eocene, hanno intensificato l'apporto di materia organica nei suoli, guidando la formazione di estese torbiere (peatlands); in questi ambienti saturi d'acqua e anossici, l'accumulo e la ridotta decomposizione del residuo vegetale hanno consentito uno stoccaggio di carbonio a lungo termine eccezionalmente elevato rispetto ai suoli minerali comuni (Page et al., 2011; Riegel et al., 2024).

5. Riduzione dell'Attività Vulcanica di Degassamento

- **Calo del Vulcanismo d'Arco e di Rift:** Rispetto ai picchi del Massimo Termico del Paleocene-Eocene (PETM), l'attività di degassamento vulcanico lungo le dorsali medio-oceaniche e gli archi vulcanici ha subito una fase di relativa quiescenza, riducendo l'apporto naturale di CO_2 di origine endogena nell'atmosfera (Gutjahr et al., 2017; McKenzie et al., 2016; Kender et al., 2021).

Evoluzione Cronologica dei Processi Geodinamici e Biogeochimici (65–25 Ma)
L'evoluzione climatica del Paleogene non è stata guidata da un singolo evento isolato, ma dall'interazione sequenziale di molteplicità di forzanti geodinamiche, oceanografiche e biologiche:

Paleocene (65–56 Ma) — *Il contesto di partenza*: Il pianeta si trova in un regime *greenhouse* relativamente stabile. La configurazione tettonica vede la Neo-Tetide ancora aperta a latitudini equatoriali e tassi di alterazione chimica continentale moderati, mantenendo il sistema in un equilibrio termico elevato ma non estremo.

Limite Paleocene-Eocene e Eocene Inferiore (56–52 Ma) — *Il picco di degassamento (PETM e EECO)*: Il sistema raggiunge le massime temperature cenozoiche. L'attività vulcanica d'arco e l'imponente degassamento della *North Atlantic Igneous Province* (NAIP) immettono in atmosfera enormi volumi di CO_2 endogena. Questo input supera ampiamente la capacità di assorbimento del *silicate weathering*, pur accelerato dall'alterazione rapida dei basalti dei trappi esposti a latitudini equatoriali calde e umide.

Eocene Medio (~49 Ma) — *L'Azolla Event.* L'isolamento temporaneo del bacino Artico e la formazione di una lente salmastra superficiale favoriscono la fioritura e il seppellimento massiccio di *Azolla*. L'evento Azolla si trova in un periodo dove il degassamento vulcanico globale è in fase di declino a lungo termine.

Eocene Medio-Superiore (48–40 Ma) — *Orogenesi, biosfera e il paradosso del MECO*: La collisione tra la placca indiana e quella euroasiatica avvia il sollevamento dell'Himalaya e dell'Altopiano Tibetano, esponendo rocce silicatiche fresche all'alterazione chimica. Sulle terre emerse proliferano vaste foreste tropicali e torbiere (formazione di depositi di lignite). Nonostante questo imponente sequestro biologico e minerale, tra 40 e 42 Ma si verifica il *Middle Eocene Climatic Optimum* (MECO): un impulso vulcanico/tettonico temporaneo che supera la capacità di assorbimento della biosfera e interrompe per circa 500.000 anni il trend di raffreddamento.

Transizione Eocene-Oligocene (38–33.7 Ma) — *La soglia verso l'Icehouse*: Il progressivo calo del vulcanismo d'arco, unito al massimo rendimento del *silicate weathering* himalayano e all'efficienza della pompa biologica marina (diatomee e coccolitoforidi), abbassa la pCO_2 sotto la soglia critica di ~750–800 ppm. L'apertura dei passaggi marini di Tasman e Drake innesca la Corrente Circumpolare Antartica, isolando termicamente l'Antartide e guidando la formazione della prima calotta glaciale permanente (evento Oi-1 a 33.7 Ma).

Appendice A – I fondali anossici

In Speelman et al., 2009, il riferimento all'Oceano Artico anossico o al bacino anossico (in inglese *"anoxic oceanic basin"* / *"anoxic environment"*) appare in diversi punti:

1. **Nell'Abstract:** *"The sustained growth of Azolla, currently ranking among the fastest growing plants on Earth, in a major anoxic oceanic basin may have contributed to decreasing atmospheric pCO_2 levels via burial of Azolla-derived organic matter."*
2. **Alla fine del capitolo 1:** *"Together these notions suggest that sustained growth of Azolla in a major anoxic oceanic basin may have contributed substantially to decreasing atmospheric pCO_2-levels".*
3. **Nel sotto-capitolo 2.2.3:** *"The combination of extremely high primary production by Azolla on a freshwater surface, together with the anoxic and saline nature of Eocene Arctic deep waters, makes the Arctic Basin ideally suited as an important carbon sink."* . Inoltre, nello stesso paragrafo: *"In anoxic environments a substantial loss of fixed nitrogen occurs through denitrification or anaerobic ammonia oxidation activity (Kuypers et al., 2003) and on shorter timescales fixed nitrogen is often a limiting nutrient."*

Nel contesto del fenomeno dell'evento *Azolla*, il termine "anossico" indica un ambiente marino privo (o quasi privo) di ossigeno disciolto, in particolare nelle sue acque profonde e nei sedimenti del fondale. Ecco nel dettaglio perché questo aspetto è stato fondamentale per il clima del nostro pianeta:

1. Come si è formato l'ambiente anossico nell'Artico nel quadro dell'effetto Azolla?

Durante l'Eocene, il bacino dell'Oceano Artico era quasi completamente chiuso, circondato dai continenti e collegato agli altri oceani solo da stretti canali molto bassi.

- **Stratificazione dell'acqua:** A causa dell'elevata piovosità e dei grandi fiumi che sfociavano nell'Artico, si formò in superficie uno strato sottile di acqua dolce (o poco salata) leggermente più calda, che galleggiava sopra le acque profonde salate e più dense.
- **Mancanza di rimescolamento:** Questa forte differenza di densità impediva alle correnti di rimescolare le acque superficiali con quelle profonde. Senza rimescolamento, l'ossigeno presente nell'atmosfera e nelle acque superficiali non poteva raggiungere i fondali.
- **Consumo di ossigeno:** Batteri e organismi decomponevano la materia organica che cadeva verso il basso consumando l'ossigeno rimanente, fino a esaurirlo del tutto.

2. Il ruolo della felce *Azolla*

La superficie dell'Oceano Artico, ricoperta da acqua dolce ricca di nutrienti, offrì le condizioni ideali per la crescita smisurata della felce acquatica *Azolla*. Questa pianta cresceva e si moltiplicava a ritmi elevatissimi, assorbendo enormi quantità di anidride carbonica (CO_2) dall'atmosfera tramite la fotosintesi per trasformarla in materia organica (la propria biomassa).

3. Perché l'anossia sarebbe stata la "chiave di svolta"?
In un oceano normale e ben ossigenato, quando le piante o gli organismi muoiono e affondano:

1. Vengono decomposti dai batteri aerobi (che usano l'ossigeno).
2. La materia organica si ossida e il carbonio immagazzinato viene rapidamente riconvertito in CO_2, ritornando nell'acqua e nell'atmosfera.

In un bacino anossico, invece:

- **Niente decomposizione aerobica:** La mancanza di ossigeno sul fondale impediva la rapida decomposizione del materiale vegetale.
- **Trappola per il carbonio (*Carbon Sink*):** Le enormi masse di felci *Azolla* morte affondavano sul fondo privo di ossigeno, dove sono rimaste intatte e sepolte dai sedimenti senza potersi degradare completamente.

In questo contesto, anossico significa che il fondo dell'Oceano Artico funzionava come una sorta di "frigorifero naturale privo di aria". Questa totale assenza di ossigeno ha impedito al carbonio catturato da *Azolla* di ritornare nell'atmosfera sotto forma di CO_2, consentendone il seppellimento permanente nei fondali oceanici. Il concetto centrale è proprio la mancata decomposizione (o, per essere più precisi, l'arresto della decomposizione aerobica). Quando la materia organica affonda in un ambiente anossico, accadono due cose fondamentali:

- **Inibizione della respirazione cellulare batterica:** I batteri decompositori più efficienti e veloci hanno assoluto bisogno di ossigeno per completare la respirazione e metabolizzare la biomassa. Senza ossigeno, questi microorganismi non possono operare.
- **Passaggio a una decomposizione anaerobica lentissima:** Entrano in gioco unicamente batteri anaerobi, i quali lavorano a ritmi più lenti e inefficienti.

Il risultato è che la materia vegetale non si disgregò trasformandosi nuovamente in CO_2 e acqua, ma rimase in gran parte integra. Depositandosi sul fondo, venne progressivamente coperta dai sedimenti minerali, fossilizzandosi e trasformandosi nel tempo in rocce sedimentarie ricche di materia organica (gli scisti neri o *black shales*).
In chimica e geologia, quando la materia organica non si decompone e rimane intrappolata nel sottosuolo, si parla di sequestro del carbonio a lungo termine. È esattamente lo stesso processo chimico-fisico alla base della formazione dei giacimenti di petrolio e gas naturale: biomassa antica accumulata in ambienti privi di ossigeno che non ha potuto decomporsi.
In questa nostra discussione è bene sottolineare che l'assenza di luce e di ossigeno non basta ad inibire la putrefazione. I microrganismi non spariscono senza ossigeno: I batteri anaerobici proliferano proprio in assenza di O_2. La decomposizione continua anche sul fondo, semplicemente segue vie metaboliche diverse (solfato-riduzione, fermentazione, metanogenesi) che sono meno efficienti e quindi più lente rispetto a quella aerobica.

- **L'assenza di luce non ferma la decomposizione:** La luce serve per la fotosintesi (produzione), non per la decomposizione (eterotrofia). I batteri decompositori vivono e lavorano benissimo nell'oscurità totale degli abissi.
- **Non è la profondità in sé a essere priva di ossigeno nell'oceano**, ma è proprio l'accumulo massiccio di materia organica (*Azolla*) che, decomponendosi nella prima fase aerobica,

consuma tutto l'ossigeno disciolto nelle acque di fondo (stratificate e con scarso ricambio), rendendo l'ambiente anossico.

Si noti che nell'Oceano Artico, così come nella maggior parte degli oceani globali, l'ossigeno disciolto è presente lungo tutta la colonna d'acqua, fino al fondale marino (anche a oltre 4.000-5.000 metri di profondità). Tuttavia, la concentrazione di ossigeno varia in modo significativo lungo la colonna d'acqua:

- **Superficie (0 - 100/200 metri):** La concentrazione di ossigeno è massima. È prodotta dalla fotosintesi del fitoplancton e dallo scambio diretto con l'atmosfera. Nelle zone polari, l'acqua superficiale è particolarmente ricca di ossigeno perché l'acqua fredda ne scioglie una quantità maggiore rispetto all'acqua calda.
- **Zona di Minimo di Ossigeno / OMZ (200 - 1.000 metri):** A queste profondità intermedie l'ossigeno cala sensibilmente. I batteri consumano grandi quantità di O_2 per decomporre la materia organica che "piove" dagli strati superiori (come il detrito vegetale e animale).
- **Abissi e Fondali (oltre i 1.000 metri):** La concentrazione di ossigeno torna a salire. Le acque profonde degli oceani provengono infatti dalla "circolazione termoalina": si formano nelle regioni polari (come i mari dell'Artico e l'Antartide), dove l'acqua superficiale, diventando fredda, salata e molto ricca di ossigeno, sprofonda e scorre lungo i fondali di tutto il pianeta.

Eccezioni: L'ossigeno scompare quasi del tutto (dando luogo ad ambienti *anossici*) solo in bacini isolati dove il ricambio d'acqua verticale è bloccato, come nel Mar Nero (sotto i 150-200 metri) o in alcuni fiordi specifici, oppure nei sedimenti profondi qualche centimetro sotto la superficie del fondale marino.

Se lasciassimo cadere dell'Azolla nell'Oceano Artico essa si decomporrebbe, ma il *modo* e i *tempi* con cui ciò avverrebbe dipendono da dove va a finire durante la discesa lungo la colonna d'acqua.

- **Nella colonna d'acqua (mentre affonda):** Poiché l'ossigeno disciolto è presente a tutte le profondità nell'Artico, la biomassa di *Azolla* avvierebbe un processo di decomposizione aerobica. I batteri e lo zooplankton la consumerebbero progressivamente lungo la discesa.
- **Nei primi centimetri di sedimento (sul fondale):** Una volta arrivata al fondo (che sia a 200 metri sulla piattaforma o a 4.000 metri negli abissi), l'ossigeno presente nell'acqua sovrastante verrebbe rapidamente consumato dai batteri per degradare questo enorme apporto di materia organica.
- **Sotto la superficie del fondale:** Esaurito l'ossigeno libero nei primissimi millimetri o centimetri di sedimento, la decomposizione proseguirebbe in forma anaerobica. Qui i batteri solfato-riduttori e metanogeni continuerebbero a smantellare la biomassa, producendo acido solfidrico (H_2S) o metano (CH_4).

Se l'apporto di biomassa fosse massiccio (come ipotizzato in alcuni scenari di geoingegneria o nel modello classico dell'Evento Azolla dell'Eocene), l'eccessivo consumo di ossigeno da parte dei decompositori creerebbe una zona anossica bentonica, rallentando drasticamente la decomposizione completa e permettendo a parte del carbonio di preservarsi e seppellirsi nei sedimenti. Ma questo comporta la distruzione dell'ambiente marino.

Appendice B – Affondiamo l'alga

Nell'articolo di Sten et al. ("On the Efficiency and Durability of Purposefully Sinking Seaweed Biomass..."), gli autori non modellano esplicitamente la dinamica idrodinamica o fisica dell'affondamento della singola balla (come la legge di Boyle o la compressione del gas). Offrono

informazioni tra il Materiale Supplementare. Facciamoci aiutare da Gemini per la fisica dell'affondamento. E teniamo presente una cosa. L'alga con zavorra parte dalla superficie a velocità nulla. E poi? Che succede?
Un modulo di biomassa di massa totale $m_{\text{tot}} = m_{\text{kelp}} + m_{\text{zavorra}}$ viene rilasciato al tempo $t = 0$ dalla superficie ($z = 0$) con **velocità iniziale nulla** ($v(0) = 0$). L'equazione differenziale del moto lungo l'asse verticale z (orientato verso il basso) è data dalla seconda legge di Newton:

$$m_{\text{tot}} \frac{dv}{dt} = F_{\text{netta}}(z) - F_{\text{drag}}(v)$$

Dove:

- $F_{\text{netta}}(z) = g\left[m_{\text{tot}} - \rho_{\text{acqua}} V(z)\right]$ è la forza peso netta che tiene conto del galleggiamento.
- $F_{\text{drag}}(v) = \frac{1}{2} C_d \rho_{\text{acqua}} A v^2$ è la resistenza idrodinamica oposta dall'acqua, con $C_d \approx 0{,}6$ per un modulo compattato e A area della sezione trasversale frontale.

In superficie ($z = 0$), $F_{\text{drag}}(0) = 0$. Pertanto, la balla parte con un'accelerazione iniziale a_0:

$$a_0 = g\left(1 - \frac{\rho_{\text{acqua}} V_0}{m_{\text{tot}}}\right)$$

Transitorio Iniziale e Raggiungimento della Prima Velocità Limite
Nei primi istanti di discesa, l'accelerazione fa crescere rapidamente la velocità $v(t)$, aumentando contestualmente la resistenza F_{drag}. Il sistema tende asintoticamente alla prima velocità limite locale $v_{\text{lim},0}$, dove la resistenza pareggia la spinta netta:

$$F_{\text{netta}}(0) = \frac{1}{2} C_d \rho_{\text{acqua}} A v_{\text{lim},0}^2 \Longrightarrow v_{\text{lim},0} = \sqrt{\frac{2g\left[m_{\text{tot}} - \rho_{\text{acqua}} V_0\right]}{C_d \rho_{\text{acqua}} A}}$$

Assumendo come valore di riferimento di input per il modello mCDR una velocità limite $v_{\text{lim},0} = 1.000$ m/giorno ($\approx 0{,}0116$ m/s), una massa di biomassa umida $m_{\text{kelp}} = 1.000$ kg e un contenuto di gas iniziale nelle pneumatocisti pari al 5% del volume, si ricava la massa di zavorra necessaria:

$$m_{\text{zavorra}} \approx 108 \text{ kg} \quad (\sim 10{,}8\% \text{ rispetto al peso fresco dell'alga})$$

Il modulo di alghe e zavorra raggiunge il 99% della sua prima velocità limite (0,0115 m/s) in pochi secondi e all'interno del primo metro di colonna d'acqua. Il transitorio iniziale dalla velocità nulla è quindi praticamente istantaneo rispetto alla scala dell'intera colonna d'acqua.

Effetto Boyle e Regime di Velocità Limite Variabile $v_{\text{lim}}(z)$
Una volta superato il primo metro, la discesa non prosegue a velocità costante. Con la profondità z, la pressione idrostatica cresce secondo $P(z) = P_{\text{atm}} + \rho_{\text{acqua}} g z$, comprimendo i gas contenuti nelle vescicole secondo la legge di Boyle-Mariotte ($P \cdot V = \text{costante}$):

$$V(z) = V_{\text{tessuti}} + \frac{P_{\text{atm}}}{P(z)} V_{\text{gas},0}$$

Poiché il tempo di risposta del transitorio idrodinamico ($\sim$ secondi) è infinitamente più breve del tempo di percorrimento della colonna d'acqua ($\sim$ ore), il modulo si trova in ogni punto z in una condizione di quasi-equilibrio dinamico, muovendosi alla velocità limite locale $v_{\text{lim}}(z)$:

$$v_{\text{lim}}(z) = \sqrt{\frac{2g\left[m_{\text{tot}} - \rho_{\text{acqua}} V(z)\right]}{C_d \rho_{\text{acqua}} A}}$$

- A $z = 100$ m **(**11 atm**):** il volume dei gas si riduce a meno del 9%, aumentando la spinta verso il basso.
- Profilo di velocità: la velocità limite $v_{\text{lim}}(z)$ cresce dai 1.000 m/giorno iniziali in superficie fino a circa 1.900--2.000 m/giorno a 2.000 m di profondità.

Confronto sui Tempi di Transito Complessivi
Tenendo conto della legge di Boyle, il tempo totale di affondamento T da $z = 0$ a $Z_{\text{fondo}} = 2.000$ m si calcola integrando l'inverso della velocità limite locale:

$$T = \int_0^{Z_{\text{fondo}}} \frac{dz}{v_{\text{lim}}(z)}$$

Quindi nel modello dinamico (da $v = 0$, con transitorio iniziale ed effetto Boyle): $T \approx 31{,}5$ ore.
Il fenomeno di compressione dei gas compensa ampiamente la fase iniziale a velocità nulla, riducendo il tempo effettivo di esposizione della biomassa alla degradazione microbica nella colonna d'acqua.

Risultati Sperimentali e Balle ad Alta Velocità (Sten et al.)
Come rilevato da Sten et al. nelle loro prove sul campo a 100 m di profondità, se la biomassa viene impaccata e zavorrata in sacchi o gabbie, i valori reali di v_{lim} misurati superano di gran lunga i 1.000 m/giorno, posizionandosi tra 0,3 m/s e 0,6 m/s (25.000--50.000 m/giorno). In tale scenario, la fase di accelerazione transitoria dura comunque pochi metri, portando il modulo sul fondale abissale in un arco di tempo compreso tra 1 e 2 ore.
Immaginiamo ora di aumentare la zavorra a 200 kg. Ecco la tabella di confronto sulla dinamica di discesa di 1.000 kg di biomassa umida:

Parametro Dinamico	**Scenario A: Zavorra Minima (108 kg/t)**	**Scenario B: Zavorra Maggiorata (200 kg/t)**
Massa totale modulo (m_{tot})	1.108 kg	1.200 kg
Accelerazione iniziale (a_0) a $v = 0$	$\approx 0{,}011$ m/s^2	$\approx 0{,}308$ m/s^2
Velocità limite iniziale ($v_{\text{lim},0}$ a $z = 0$)	1.000 m/d (0,0116 m/s)	**5.500** m/d (0,0637 m/s)
Velocità limite finale (v_{lim} a 2.000 m)	1.920 m/d (0,0222 m/s)	**6.480** m/d (0,0750 m/s)
Tempo di affondamento totale (0 → 2.000 m)	31,5 ore	8,2 ore

Analisi di Sensibilità sulla Massa di Zavorra
La Tabella sopra evidenzia come l'incremento della zavorra da 108 kg/t (soglia minima per garantire $v_{\text{lim},0} = 1.000$ m/d) a 200 kg/t modifichi radicalmente la finestra temporale di transito nella colonna mesopelagica. Sebbene in entrambi i casi la fase di accelerazione da velocità nulla ($v = 0$) duri meno

di un metro di discesa, la forza peso netta aggiuntiva nello **Scenario B** eleva la velocità media di affondamento a oltre 6.000 m/d. Questo abbatte il tempo totale di discesa a sole 8,2 ore, riducendo del 74% l'intervallo temporale in cui la biomassa è soggetta alla degradazione microbica e al consumo di ossigeno disciolto prima del deposito permanente sul fondale abissale.
Tale valore si avvicina ulteriormente ai tassi di affondamento ad alta velocità previsti dalle strategie di *baling* e confermati dalle osservazioni sperimentali in mare di Sten et al.

La scala dei tempi e degli spessori (Fisica vs Geologia)
Quando la balla impatta il fondo, abbiamo due parametri fisici fondamentali:

- **Spessore della balla:** Un modulo compattato da 1 tonnellata ha un'altezza di circa 0,8--1,0 metri.
- **Sedimento risospeso:** L'impatto solleva e fa ricadere una pellicola di fango fluido (*floc*) con uno spessore medio di pochi centimetri (2--5 cm).

Il risultato meccanico: La balla si "insedia" nel fango soffice ed è parzialmente coperta dal pulviscolo ricaduto. Tuttavia, **più di tre quarti del volume della biomassa rimangono direttamente esposti** all'acqua di fondo o sono coperti da uno strato di sedimento del tutto permeabile. Perché la biomassa sia "sepolta geologicamente" (come accade per il petrolio o il carbone), servirebbe uno spessore maggiore di sedimento minerale compatto. Nei fondali abissali, il tasso di sedimentazione naturale è di appena 1--5 millimetri ogni 1.000 anni. La biomassa non viene sepolta: resta esposta sulla superficie del fondale.

Il processo di decomposizione e il ciclo del carbonio
Cosa succede alla biomassa una volta adagiata sul fondo?

1. **Attacco Batterico e Anossia Locale:** I batteri abissali attaccano immediatamente il kelp. L'ossigeno disciolto nelle immediate vicinanze viene consumato in pochissimo tempo, creando una micro-zona anossica attorno alla balla.
2. **Solubilizzazione del Carbonio:** La decomposizione anaerobica trasforma la materia organica solida (cellulosa, alginati) in **Carbonio Inorganico Disciolto** (DIC: principalmente bicarbonato HCO_3^- e CO_2 acquosa) e **Carbonio Organico Disciolto** (DOC).
3. **Diffusione e Trasporto:** Il carbonio non è più un solido pesante legato alla zavorra; ora è un soluto disciolto nell'acqua. Sebbene il fango superficiale opponga una minima resistenza, i prodotti solubili migrano per diffusione e convezione nella colonna d'acqua sovrastante.

La "trappola" dell'acqua profonda: Riservoir Idrologico, non Geologico
A questo punto, la reale efficacia del sequestro non dipende più dalla zavorra o dal fango, ma dalla **dinamica della circolazione oceanica profonda (MOC - *Meridional Overturning Circulation*)**:

Stato del Carbonio	Ubicazione	Meccanismo di Trattenimento	Tempo di Permanenza
Prima dell'impatto	Modulo solido (1,2 t)	Gravità / Zavorra minerale	Ore (fase di discesa)
Dopo la decomposizione	Soluzione acquosa (DIC / DOC)	Stratificazione termica e di densità dell'acqua	**100 – 1.000 anni** (funzione della profondità)

- **Se l'affondamento avviene a $>$ 3.000 m:** L'acqua di fondo impiega mediamente da diverse centinaia a un migliaio di anni prima di risalire in superficie (*upwelling*) e scambiare nuovamente gas con l'atmosfera.
- **Se l'affondamento avviene a dubbie profondità ($<$ 1.500 m):** Le correnti intermedie e i moti verticali possono riportare la CO_2 disciolta in atmosfera nell'arco di pochi decenni, vanificando l'operazione.

Rischio Metanogenesi e Impatto sul Bilancio Netto di Radiative Forcing
Sebbene la fase di discesa del modulo avvenga su scale temporali estremamente brevi (8,2--31,5 ore), tali da escludere qualsiasi decomposizione significativa lungo la colonna d'acqua, la concentrazione di biomassa organica sul fondale abissale altera radicalmente le condizioni redox locali. Una volta adagiato sul sedimento, l'elevato apporto di carbonio organico labile (alginati, mannito e cellulosa) innesca una successione metabolica microbica ben definita:

- **Respirazione Aerobica ($t <$ 3 giorni):** I batteri consumano rapidamente l'ossigeno disciolto nelle immediate vicinanze e all'interno dei pori della balla compattata.
- **Riduzione dei Solfati (**3 giorni $< t <$ 4 settimane**):** In ambiente marino, la decomposizione prosegue mediante la solfato-riduzione. Tuttavia, la forte compattazione del modulo e la presenza della zavorra riducono la micro-diffusione dei solfati dall'acqua di fondo verso il cuore della biomassa.
- **Innesco della Metanogenesi ($t >$ 4--8 settimane):** L'esaurimento locale dei solfati nel nocciolo del modulo porta all'attivazione degli archei metanogeni (attraverso le vie acetoclastica e idrogenotrofica). La bassa temperatura abissale (2--4 °C) modera i tassi metabolici cellulari ($Q_{10} \approx$ 2--3), ma non arresta la conversione progressiva della biomassa solida in metano (CH_4) e anidride carbonica (CO_2).

Se anche solo un 3 o 4% del carbonio stoccato nel modulo compattato venisse convertito in metano e risalisse la colonna d'acqua, l'effetto serra generato a breve termine cancellerebbe il 100% del beneficio ottenuto con la coltivazione e l'affondamento dell'alga.

Meccanismi di Trasporto e Degassamento
A differenza del carbonio inorganico disciolto (DIC), che si muove passivamente con le masse d'acqua profonde, la produzione *concentrata* di metano nel modulo genera condizioni di soprasaturazione locale:

Formazione di Micro-bolle: Superata la soglia di solubilità, il metano nuclea in micro-bolle gassose che acquisiscono una spinta idrostatica positiva autonoma rispetto alle correnti di fondo.

1. **Consumo di Ossigeno nella Colonna d'Acqua:** La risalita delle bolle e il loro parziale discioglimento stimolano la popolazione di batteri metanotrofi. L'ossidazione del metano a CO_2 da parte di tali batteri consuma ulteriore ossigeno disciolto nella fascia mesopelagica, espandendo le zone di minimo d'ossigeno (*Oxygen Minimum Zones*, OMZ).
2. **Fuga in Atmosfera:** Nelle aree caratterizzate da *upwelling* o intensa miscelazione verticale, il metano non ossidato può raggiungere gli strati superficiali ed essere rilasciato direttamente in atmosfera, vanificando la permanenza del sequestro.

Considerazioni di Progetto per le Strategie mCDR
Per mitigare il rischio della metanogenesi, i protocolli di affondamento devono evitare l'accumulo di biomasse ad alta densità in volumetrie concentrate. Sebbene la compattazione in balle zavorrate sia l'unica tecnica che garantisca le elevate velocità di affondamento (5.500--6.500 m/d) modellate nella presente Appendice, essa crea paradossalmente le condizioni micro-ambientali perfette per lo

sviluppo di nicchie anossiche metanogeniche. L'ottimizzazione del sequestro richiede quindi un compromesso critico tra la velocità di discesa idrodinamica e il tasso di dispersione della biomassa sul fondale per mantenere i processi degradativi entro regimi prevalentemente ossici o solfato-riduttori.

L'ipotesi sottrarre anidride carbonica dall'atmosfera e di confinare il carbonio mediante l'affondamento delle alghe offre la promessa di un sequestro apparente su scala secolare; tuttavia, la dinamica della circolazione oceanica profonda e la potenziale metanogenesi abissale rischiano soltanto di differire il problema, restituendo alle generazioni future un debito climatico amplificato sotto forma di gas ad altissimo potenziale serra.

Appendice C – Il trucco del biochar

Il "trucco" sta tutto nel trasformare un ciclo biologico instabile e reversibile in una trappola geologica stabile. La logica del sequestro della CO_2 tramite biochar si articola in tre passaggi fondamentali:

- **Il ciclo naturale è a "somma zero" (o quasi):** Le piante assorbono CO_2 dall'atmosfera tramite la fotosintesi per creare biomassa (cellulosa, emicellulosa, lignina). Quando la pianta muore, i batteri decompositori la "mangiano" e, respirando, restituiscono il 100% di quel carbonio all'atmosfera sotto forma di CO_2 o CH_4 in tempi brevissimi (da pochi mesi a pochi anni).
- **La pirolisi spezza il ciclo (Aromatizzazione):** Sottoponendo la biomassa ad alte temperature ($400 - 700$ °C) in assenza di ossigeno, si forza una riorganizzazione chimica. Gli atomi di carbonio, anziché legarsi all'ossigeno per formare gas, si legano tra loro formando strutture ad anello aromatico policiclico (simili alla struttura del grafene).
- **Inerzia biologica e geologica:** I batteri e gli enzimi del suolo non possiedono le "chiavi chimiche" (enzimi) per spezzare facilmente questi anelli aromatici altamente stabili. Il biochar diventa biologicamente inerte: invece di tornare in atmosfera in 3 anni, quel carbonio rimane bloccato nel terreno per centinaia o migliaia di anni.

In sintesi: la pianta "cattura" la CO_2 gratis dall'aria tramite il sole; la pirolisi fissa fino al 50% di quel carbonio in una forma minerale/solida che i microbi non riescono a metabolizzare. È una scorciatoia umana per fare in pochi minuti quello che la Terra fa in milioni di anni per produrre il carbone fossile.

Nota metodologica e nota d'autore:

Il presente testo nasce da una sintesi critica ed elaborazione concettuale sviluppata da Amelia Carolina Sparavigna a partire da una discussione scientifica condotta con l'intelligenza artificiale Gemini (Google AI). Il testo è integrato, rivisto e validato dagli autori per la discussione sui modelli di pirolisi e biochar.

Riferimenti

Abd-Elfadiel Hagag, O. Y., Ahmed-Helmy El-Rayes, M., El-Hawy, A. S., Nabil, Z. I., & El-Shenawy, N. S. (2026). Effects of dried Azolla pinnata supplementation on growth, biochemistry, and reproduction in female rabbits. Tropical Animal Health and Production, 58(3), 211.

Abou Hussien, E. A., Ahmed, B. M., & Elbaalawy, A. M. (2020). Efficiency of Azolla and biochar application on Rice (Oryza sativa L.) productivity in salt-affected soil. Egyptian Journal of Soil Science, 60(3), 277-288.

Adhikari, K., Bhandari, S., & Acharya, S. (2020). An overview of azolla in rice production: a review. Reviews in Food and Agriculture, 2(1), 4-8.

Al-Dubakel, A. Y., Taher, M. M., & Abdullah, J. N. (2020). Partial replacement of fish meal with Azolla filiculoides meal in the grass carp Ctenopharyngodon idella feed. Biological and Applied Environmental Research, 4(2), 167-176.

Alalade, O. A., & Iyayi, E. A. (2006). Chemical composition and the feeding value of Azolla (Azolla pinnata) meal for egg-type chicks. International Journal of Poultry Science, 5(2), 137-141.

Appenzeller, T. (2005). Great green north. National Geographic.

Arefin, M. A., Rashid, F., & Islam, A. (2021). A review of biofuel production from floating aquatic plants: an emerging source of bio-renewable energy. Biofuels, Bioproducts and Biorefining, 15(2), 574-591.

Bauer, K.W., Correa, P.V., Lupin, A., Mellon, S., Fakhraee, M., Savage, A.C., Tune, A.K., Slonimer, A.L., Rochlin, B. and De Leo, F.C., 2026. In-situ deep ocean monitoring reveals rapid kelp degradation limits marine biomass-based carbon sequestration potential and alters benthic ecosystems. Communications Earth & Environment, 7(1), p.367.

Brinkhuis, H., Schouten, S., Collinson, M.E., Sluijs, A., Damsté, J.S.S., Dickens, G.R., Huber, M., Cronin, T.M., Onodera, J., Takahashi, K., & Bujak, J.P. (2006). Episodic fresh surface waters in the Eocene Arctic Ocean. Nature, 441(7093), pp.606-609.

Canfield, D. E. (1994). Factors influencing organic carbon preservation in marine sediments. Chemical geology, 114(3-4), 315-329.

Caves Rugenstein, J. K., Ibarra, D. E., & von Blanckenburg, F. (2019). Neogene cooling driven by land surface reactivity rather than increased weathering fluxes. Nature, 571(7763), 99-102.

Chopin, T., Costa-Pierce, B.A., Troell, M., Hurd, C.L., Costello, M.J., Backman, S., Buschmann, A.H., Cuhel, R., Duarte, C.M., Gröndahl, F. and Heasman, K., 2024. Deep-ocean seaweed dumping for carbon sequestration: Questionable, risky, and not the best use of valuable biomass. One Earth, 7(3), pp.359-364.

Cissé, M., & Vlek, P. L. (2003). Conservation of urea-N by immobilization-remobilization in a rice-Azolla intercrop. Plant and soil, 250(1), 95-104.

Coleman, S., Dewhurst, T., Fredriksson, D.W., St. Gelais, A.T., Cole, K.L., MacNicoll, M., Laufer, E. and Brady, D.C., 2022. Quantifying baseline costs and cataloging potential optimization strategies for kelp aquaculture carbon dioxide removal. Frontiers in Marine Science, 9, p.966304.

Consorti, E., Costarelli, A., Cannavò, S., Cerri, M., Valeri, M.C., Reale, L., Saccomanno, A., Paleni, C., Gregis, V., Kater, M.M., & Brilli, F. (2025). Co-cultivation with Azolla affects the metabolome of whole rice plant beyond canonical inorganic nitrogen fertilization. Rice, 18(1), p.49.

DeConto, R. M., & Pollard, D. (2003). Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO_2. nature, 421(6920), 245-249.

de Macale, M. A. R., & Vlek, P. L. (2004). The role of Azolla cover in improving the nitrogen use efficiency of lowland rice. Plant and soil, 263(1), 311-321.

Dessert, C., Dupré, B., Gaillardet, J., François, L. M., & Allègre, C. J. (2003). Basalt weathering laws and the impact of basalt weathering on the global carbon cycle. Chemical Geology, 202(3-4), 257-273.

Doumeizel, V. (2024). La rivoluzione delle alghe. Aboca Edizioni.

El-Qelish, M., El-Shafai, S. A., & Mahmoud, M. (2024). Exploring optimal pretreatment approaches for enhancing biohydrogen and biochar production from Azolla filiculoides biomass. Water, 16(21), 3048.

Falkowski, P. G., Katz, M. E., Knoll, A. H., Quigg, A., Raven, J. A., Schofield, O., & Taylor, F. J. R. (2004). The evolution of modern eukaryotic phytoplankton. science, 305(5682), 354-360.

Gavrilov, Y. O., Shcherbinina, E. A., & Oberhänsli, H. (2003). Paleocene-Eocene boundary events in the northeastern Peri-Tethys. Geological Society of America, Special Paper 369.,147-1486

Goala, M., Bachheti, A., & Kumar, V. (2025). A comprehensive review of recent advances in phytoremediation of wastewaters using Azolla species. 3 Biotech, 15(8), 238. https://pubmed.ncbi.nlm.nih.gov/40621577/

Gutjahr, M., Ridgwell, A., Sexton, P.F., Anagnostou, E., Pearson, P.N., Pälike, H., Norris, R.D., Thomas, E., Foster, G.L. (2017). Very large release of mostly volcanic carbon during the Palaeocene–Eocene Thermal Maximum. nature, 548(7669), pp.573-577.

Holdgate, G.R., McGowran, B., Fromhold, T., Wagstaff, B.E., Gallagher, S.J., Wallace, M.W., Sluiter, I.R., & Whitelaw, M. (2009). Eocene–Miocene carbon-isotope and floral record from brown coal seams in the Gippsland Basin of southeast Australia. Global and Planetary Change, 65(1-2), pp.89-103.

Hoste, H., Jackson, F., Athanasiadou, S., Thamsborg, S. M., & Hoskin, S. O. (2006). The effects of tannin-rich plants on parasitic nematodes in ruminants. Trends in parasitology, 22(6), 253-261.

Jagoutz, O., Macdonald, F. A., & Royden, L. (2016). Low-latitude arc–continent collision as a driver for global cooling. Proceedings of the National Academy of Sciences, 113(18), 4935-4940.

Jama, A., Widiastuti, D. P., Gafur, S., & Davis, J. G. (2023). Azolla biofertilizer is an effective replacement for urea fertilizer in vegetable crops. Sustainability, 15(7), 6045.

Khatun, M. A., Mondol, M. A. S., & Yeasmin Akter, Y. A. (2008). Effect of azolla (Azolla pinnata) based diet on the performance and egg quality of laying hens. International Journal of Sustainable Agricultural Technology, 2008, Vol. 4, No. 2, 06-12.

Kender, S., Bogus, K., Pedersen, G.K., Dybkjær, K., Mather, T.A., Mariani, E., Ridgwell, A., Riding, J.B., Wagner, T., Hesselbo, S.P., & Leng, M.J. (2021). Paleocene/Eocene carbon feedbacks triggered by volcanic activity. Nature communications, 12(1), p.5186.

Kennett, J. P. (1977). Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography. Journal of geophysical research, 82(27), 3843-3860.

Kent, D. V., & Muttoni, G. (2008). Equatorial convergence of India and early Cenozoic climate trends. Proceedings of the National Academy of Sciences, 105(42), 16065-16070.

Kimani, S. M., Bimantara, P. O., Hattori, S., Tawaraya, K., Sudo, S., Xu, X., & Cheng, W. (2020). Co-application of poultry-litter biochar with Azolla has synergistic effects on CH4 and N2O emissions from rice paddy soils. Heliyon, 6(9).

Kollah, B., Patra, A. K., & Mohanty, S. R. (2016). Aquatic microphylla Azolla: a perspective paradigm for sustainable agriculture, environment and global climate change. Environmental Science and Pollution Research, 23(5), 4358-4369.

Korsa, G., Alemu, D., & Ayele, A. (2024). Azolla plant production and their potential applications. International Journal of Agronomy, 2024(1), 1716440.

Lebas, F., Coudert, P., Rouvier, R., & De Rochambeau, H. (1997). The Rabbit: husbandry, health, and production (Vol. 21). Rome, Italy: Food and Agriculture organization of the United Nations.

Li, F.W., Brouwer, P., Carretero-Paulet, L., Cheng, S., De Vries, J., Delaux, P.M., Eily, A., Koppers, N., Kuo, L.Y., Li, Z., & Simenc, M. (2018). Fern genomes elucidate land plant evolution and cyanobacterial symbioses. Nature plants, 4(7), pp.460-472.Lumpkin, T. A., & Plucknett, D. L. (1980). Azolla: botany, physiology, and use as a green manure. Economic Botany, 34(2), 111-153.

Lim, D., Xu, Z., Kim, J., Wang, W., Ownsworth, E., Selby, D., Yin, R. and Chang, T., 2024. Enhanced volcanic activity and long-term warmth in the middle Eocene revealed by mercury and osmium isotopes from IODP Expedition 369 Site U1514. Earth and Planetary Science Letters, 627, p.118565.

Mandal, B., Vlek, P. L. G., & Mandal, L. N. (1999). Beneficial effects of blue-green algae and Azolla, excluding supplying nitrogen, on wetland rice fields: a review. Biology and Fertility of Soils, 28(4), 329-342.

McKenzie, N. R., Horton, B. K., Loomis, S. E., Stockli, D. F., Planavsky, N. J., & Lee, C. T. A. (2016). Continental arc volcanism as the principal driver of icehouse-greenhouse variability. Science, 352(6284), 444-447.

Min, B. R., Barry, T. N., Attwood, G. T., & McNabb, W. C. (2003). The effect of condensed tannins on the nutrition and health of ruminants fed fresh temperate forages: a review. Animal feed science and technology, 106(1-4), 3-19.

Miranda, A.F., Biswas, B., Ramkumar, N., Singh, R., Kumar, J., James, A., Roddick, F., Lal, B., Subudhi, S., Bhaskar, T., & Mouradov, A. (2016). Aquatic plant Azolla as the universal feedstock for biofuel production. Biotechnology for biofuels, 9(1), p.221.

Neville, L. A., Grasby, S. E., & McNeil, D. H. (2019). Limited freshwater cap in the Eocene Arctic Ocean. Scientific Reports, 9(1), 4226.

Page, S. E., Rieley, J. O., & Banks, C. J. (2011). Global and regional importance of the tropical peatland carbon pool. Global change biology, 17(2), 798-818.

Palcu, D. V., & Krijgsman, W. (2023). The dire straits of Paratethys: Gateways to the anoxic giant of Eurasia. In Straits and Seaways: Controls, Processes and Implicat, ions in Modern and Ancient Systems, Editor(s) V.M. Rossi; S.G. Longhitano; C. Olariu; F.L. Chiocci, Geological Society, London, Special Publications, https://doi.org/10.1144/SP523-2021-73

Pearson, P. N., & Palmer, M. R. (2000). Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years. Nature, 406(6797), 695-699.

Pouil, S., Samsudin, R., Slembrouck, J., Sihabuddin, A., Sundari, G., Khazaidan, K., Kristanto, A.H., Pantjara, B. and Caruso, D., 2020. Effects of shading, fertilization and snail grazing on the productivity of the water fern Azolla filiculoides for tropical freshwater aquaculture. Aquatic Botany, 160, p.103150.

Promkot, C., & Wanapat, M. (2003). Ruminal degradation and intestinal digestion of crude protein of tropical protein resources using nylon bag technique and three-step in vitro procedure in dairy cattle. Livestock Research for Rural Development, 15(11), 5-14.

Purdie, E. L., Samsudin, S., Eddy, F. B., & Codd, G. A. (2009). Effects of the cyanobacterial neurotoxin β-N-methylamino-L-alanine on the early-life stage development of zebrafish (Danio rerio). Aquatic toxicology, 95(4), 279-284.

Purdie, E. L., Metcalf, J. S., Kashmiri, S., & Codd, G. A. (2009). Toxicity of the cyanobacterial neurotoxin β-N-methylamino-L-alanine to three aquatic animal species. Amyotrophic Lateral Sclerosis, 10(sup2), 67-70.

Ran, L., Larsson, J., Vigil-Stenman, T., Nylander, J.A., Ininbergs, K., Zheng, W.W., Lapidus, A., Lowry, S., Haselkorn, R. and Bergman, B., 2010. Genome erosion in a nitrogen-fixing vertically transmitted endosymbiotic multicellular cyanobacterium. PLoS One, 5(7), p.e11486.

Raymo, M. E., & Ruddiman, W. F. (1992). Tectonic uplift and chemical weathering: a driver of Late Cenozoic cooling. Nature, 359(6391), 117-122.

Riegel, W., Lenz, O. K., & Wilde, V. (2024). Sphagnoid spores as tracers of environmental and climatic changes in peatland habitats of the early Eocene. International Journal of Earth Sciences, 113(8), 1903-1923.

Salem, O. M., Abelwahab, N., & Mohamed, F. (2026). Efficient removal of methylene blue using Azolla/biochar composite: adsorption behavior and post-use valorization for methanol oxidation. Scientific Reports, 16(1), 22250.

Sanginga, N., & Van Hove, C. (1989). Amino acid composition of Azolla as affected by strains and population density. Plant and soil, 117(2), 263-267.

Scher, H. D., & Martin, E. E. (2006). Timing and climatic consequences of the opening of Drake Passage. science, 312(5772), 428-430.

Shafiq, M., Al Sulivany, B.S., Albassam, N.H., Al-Taee, N.T.T.A.T.T., Shahid, A., Hassan, A., Owais, M., & E Hassan, S.S. (2025). Comparative impacts of plant-derived functional diets (Azolla, Duckweed, and Napier Grass) on growth, hematology, and serum biochemistry of grass carp (Ctenopharyngodon idella). Egyptian Journal of Aquatic Biology and Fisheries, 29(6), pp.253-268.

Sluijs, A., Schouten, S., Pagani, M., Woltering, M., Brinkhuis, H., Damsté, J.S.S., Dickens, G.R., Huber, M., Reichart, G.J., Stein, R., & Matthiessen, J. (2006). Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Palaeocene/Eocene thermal maximum. Nature, 441(7093), pp.610-613.

Sluijs, A., Zeebe, R. E., Bijl, P. K., & Bohaty, S. M. (2013). A middle Eocene carbon cycle conundrum. Nature Geoscience, 6(6), 429-434.

Speelman, E.N., van Kempen, M.M., Barke, J., Brinkhuis, H., Reichart, G.J., Smolders, A.J., Roelofs, J.G., Sangiorgi, F., de Leeuw, J.W., Lotter, A.F., & Sinninghe Damsté, J.S. (2009). The Eocene Arctic Azolla bloom: environmental conditions, productivity and carbon drawdown. Geobiology, 7(2), pp.155-170.

Sluijs, A., Schouten, S., Pagani, M., Woltering, M., Brinkhuis, H., Damsté, J.S.S., Dickens, G.R., Huber, M., Reichart, G.J., Stein, R., & Matthiessen, J. (2006). Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Palaeocene/Eocene thermal maximum. Nature, 441(7093), pp.610-613.

Sten, M., Yamamoto, K., DeVries, T., Krause, S. J., & Siegel, D. A. (2026). On the efficiency and durability of purposefully sinking seaweed biomass as a marine carbon dioxide removal strategy. Earth's Future, 14(5), e2025EF007628.

Tithito, T., Phonphoem, W., Meekati, T., Sodtipinta, J., & Pon-On, W. (2025). Hydrothermal carbonization of Azolla biomass for derived carbon as potential sustainable materials for efficient photosynthesis in agricultural plants and as electrochemical electrode materials. Biomass Conversion and Biorefinery, 15(8), 12763-12774.

Torfstein, A., & Steinberg, J. (2020). The Oligo–Miocene closure of the Tethys Ocean and evolution of the proto-Mediterranean Sea. Scientific Reports, 10(1), 13817.

Tyson, R. V. (2012). Sedimentary organic matter: organic facies and palynofacies. Springer Science & Business Media.

van Kempen, M. M., Smolders, A. J., Lamers, L. P., & Roelofs, J. G. (2012). Micro-halocline enabled nutrient recycling may explain extreme Azolla event in the Eocene Arctic Ocean. PLoS One, 7(11), e50159.

Vlek, P. L., Eberhardt, U., & Aung MieMie, A. M. (2002). The role of Azolla in lowering the pH of simulated floodwater. Journal of Applied Botany, 76(1/2), 1-7.

Yang, Y., Yang, Y., Deng, S., & Ying, Z. (2025). Role of Azolla in sustainable agriculture and climate resilience: a comprehensive review. Frontiers in Plant Science, 16, 1661720.

Yin, A., & Harrison, T. M. (2000). Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 28(1), 211-280.

Yohana, M.A., Ray, G.W., Yang, Q., Tan, B., Chi, S., Asase, A., Shiyu, K., & (2023). A review on the use of Azolla meal as a feed ingredient in aquatic animals' diets. Aquaculture Research, 2023(1), p.2633412.

Wagner, G. M. (1997). Azolla: a review of its biology and utilization. The Botanical Review, 63(1), 1-26.

Watanabe, I., Espinas, C. R., Berja, N. S., & Alimagno, B. V. (1977). The utilization of the Azolla-Anabaena complex as a nitrogen fertilizer for rice.

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., & Billups, K. (2001). Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. Science, 292(5517), 686-693.

Zachos, J. C., Dickens, G. R., & Zeebe, R. E. (2008). An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. nature, 451(7176), 279-283.

Zhang, Z., Nisancioglu, K. H., Flatøy, F., Bentsen, M., Bethke, I., & Wang, H. (2011). Tropical seaways played a more important role than high latitude seaways in Cenozoic cooling. Climate of the Past, 7(3), 801-813.