

8. FOSSILI E STRATIGRAFIA

8.1 – INTRODUZIONE*

Tra la fine del Settecento e l'inizio dell'Ottocento, William Smith (§ 1.1) introdusse un concetto destinato a diventare in seguito uno dei fondamenti della stratigrafia: le diverse unità litologiche, che incontriamo sovrapposte l'una all'altra in una data regione, sono caratterizzate da associazioni peculiari di fossili; in base al contenuto fossilifero è possibile, quindi, definire la posizione che un corpo litologico occupa nella successione stratigrafica.

Dalle prime osservazioni di Smith in poi, i fossili hanno acquisito un ruolo sempre più importante e insostituibile, sia come markers cronologici, sia come strumento per lo studio dell'evoluzione degli ecosistemi. In questi ultimi 40 anni sono stati introdotti sofisticati metodi di indagine stratigrafica e paleoambientale (stratigrafia paleomagnetica, stratigrafia isotopica, ecc.) e oggi i fossili non costituiscono più l'unico mezzo tempo-diagnostico a disposizione degli stratigrafi; tuttavia, come vedremo, gran parte dei nuovi mezzi di datazione sono spesso inutilizzabili se non sono integrati con i dati biostratigrafici; inoltre, il grado di precisione e di risoluzione cronologica dello strumento biostratigrafico è superiore, nella maggioranza dei casi, a quello dei metodi fisici (esempio classico: i metodi radiometrici).

Il notevole progresso della ricerca stratigrafica è associato, dunque, non al graduale accantonamento della biostratigrafia, ma alla sua sempre migliore integrazione con gli altri strumenti a disposizione degli stratigrafi. Lo scopo di questo capitolo è quello di illustrare il ruolo dei fossili nel contesto del progresso teorico e metodologico della moderna stratigrafia.

8.2 – DEFINIZIONE E OBIETTIVI DELLA STRATIGRAFIA*

Tradizionalmente, lo scopo della stratigrafia è quello di ordinare nel tempo e nello spazio i diversi corpi litologici che costituiscono la porzione accessibile della crosta terrestre; in pratica si tratta di definire le relazioni cronologiche reciproche («il corpo roccioso A è più vecchio di B») e/o i rapporti geometrici relativi («la colata di lava X ricopre il calcare C»).

Per quanto tutti i corpi geologici (inclusi quelli di origine ignea e metamorfica) possano essere studiati dal punto di vista stratigrafico, il campo classico della stratigrafia è rappresentato dallo studio delle successioni sedimentarie, che costituiscono di norma corpi stratiformi, a loro volta suddivisi in strati e gruppi di strati, organizzati secondo diversi ordini gerarchici (§ 8.4).

Per ricostruire le successioni stratigrafiche della Terra e le loro relazioni temporali, la stratigrafia si avvale della documentazione stratigrafica e cioè di tutti i diversi «segnali» registrati nelle rocce relativi alle proprietà paleontologiche, sedimentolo-

* In collaborazione con C. Neri.

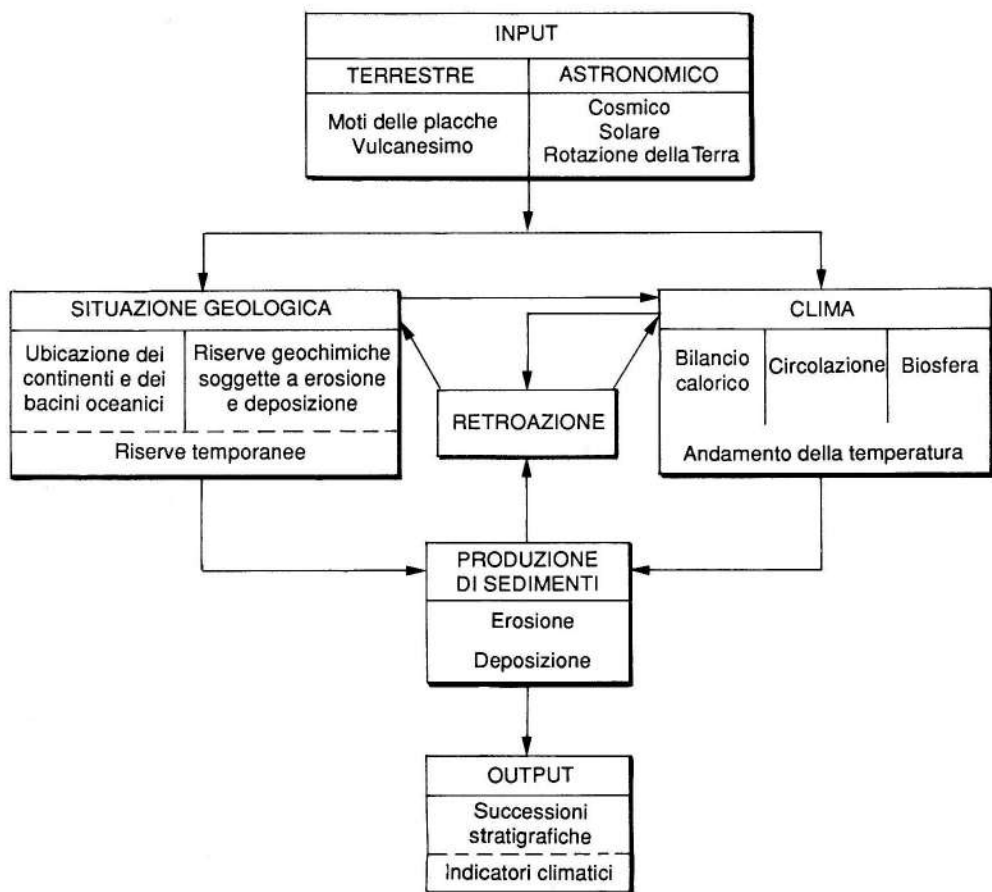


Fig. 8.1 – Nel modello di Berger, Vincent & Thierstein (1981) le successioni stratigrafiche rappresentano il prodotto (*output*) della Terra, considerata come un sistema geobiochimico aperto, alimentato in modo variabile dall'*input* astronomico e terrestre, che viene elaborato attraverso complesse relazioni di retroazione (*feedback*).

giche, litologiche, geofisiche e geochimiche degli strati rocciosi. Lo studio di questi diversi segnali ha dato origine ad approcci stratigrafici diversi indicati, ad esempio, come stratigrafia fisica, stratigrafia magnetica, stratigrafia isotopica, biostratigrafia, ecc. Il campo di ricerca della stratigrafia, oggi, non è più limitato alla ricostruzione delle successioni stratigrafiche della Terra, ma si estende anche all'interpretazione dei segnali registrati negli strati.

La *stratigrafia* si può definire come la disciplina che descrive i corpi rocciosi studiandone le relazioni geometriche e temporali, l'origine, la storia, la composizione litologica e chimica, il contenuto paleontologico e, dunque, le relazioni con l'evoluzione del clima, della biosfera, dell'idrosfera, dell'atmosfera.

Il progresso realizzatosi in queste ultime decine di anni, sia nei metodi di ricerca, sia negli aspetti teorici, permette oggi di concepire una stratigrafia globale finalizzata alla ricostruzione della storia della Terra. Questo modo di vedere il significato ed il ruolo della stratigrafia è descritto in modo realistico ed affascinante dal modello di

Berger, Vincent e Thierstein (1981). In tale modello la documentazione stratigrafica, cioè i segnali registrati nelle rocce, può essere considerata come il prodotto (*output*) di un sistema geochimico aperto, paragonabile ad una macchina cibernetica, controllato dall'*input* astronomico e terrestre che viene elaborato, attraverso complesse relazioni di retroazione, dalla situazione geologica, dal clima e dai processi di produzione dei sedimenti (fig. 8.1). L'accumulo temporaneo e/o il ritorno in circolo di riserve geochimiche (depositi di salgemma, solfati, carbon fossile, ecc.), fenomeno imputabile all'acquisizione di nuovi assetti geografici, sotto il controllo della tettonica e delle oscillazioni del livello del mare, introducono ulteriori fattori di instabilità in un sistema che è in continua trasformazione.

In conclusione, la documentazione stratigrafica appare come il prodotto dell'interazione della litosfera, della biosfera, dell'atmosfera, dell'idrosfera e della criosfera. In questa visione, la stratigrafia diviene una disciplina quanto mai dinamica, che tenta di decodificare la documentazione stratigrafica nel contesto di una «conoscenza» globale dell'evoluzione dell'ecosistema terrestre.

Dato l'argomento di questo volume, nelle pagine seguenti verranno trattati principalmente gli aspetti paleontologici della stratigrafia, con brevi cenni, ove necessario, alla stratigrafia fisica, alla magnetostratigrafia, ai metodi radiometrici e alla stratigrafia isotopica.

Due caratteristiche delle rocce sedimentarie appaiono immediatamente di basilare importanza per la stratigrafia, considerando anche che sono quelle di prima e più diretta utilizzazione nello studio delle successioni stratigrafiche:

- a) il contenuto fossilifero, che consente una «datazione relativa» (Finestra 8.2) delle rocce inglobanti e che fornisce, inoltre, preziose informazioni paleoambientali;
- b) le associazioni di strutture sedimentarie, litologie, ecc. («associazioni di facies») che consentono di risalire all'ambiente di deposizione delle rocce stesse, primo stadio di ogni ricostruzione paleogeografica.

In termini molto generali, queste caratteristiche sono alla base della bipartizione della stratigrafia in due grandi settori, la *stratigrafia di indirizzo paleontologico* (rappresentata principalmente dalla biostratigrafia) e la *stratigrafia fisica* che, partendo dalla tradizionale impostazione litostratigrafica (§ 8.4), si è evoluta negli ultimi decenni in senso fortemente dinamico, incorporando procedure e metodi della sedimentologia e della paleogeografia. Per un approfondimento di questa disciplina si rimanda ai capitoli 12-15 del volume «Rocce e successioni sedimentarie» di Bosellini, Mutti e Ricci Lucchi (1989), appartenente a questa stessa collana.

8.3 — PROCEDURE STRATIGRAFICHE*

Il materiale di base della stratigrafia è rappresentato dalle successioni di rocce esposte in superficie, e quindi accessibili all'analisi diretta, o perforate da sondaggi più o meno profondi, nel caso delle successioni di sottosuolo.

La ricerca parte, in genere, dallo studio di singole «sezioni stratigrafiche», di cui si rilevano litologia, caratteristiche sedimentologiche, contenuto fossilifero ed ogni eventuale altra caratteristica ritenuta utile ai fini dello studio (ad esempio, nella stratigrafia di sottosuolo rivestono grande interesse i logs di pozzo: potenziale spontaneo, resistività, ecc.). Il tipo di dati analitici raccolti e il grado di dettaglio sono

* In collaborazione con C. Neri.

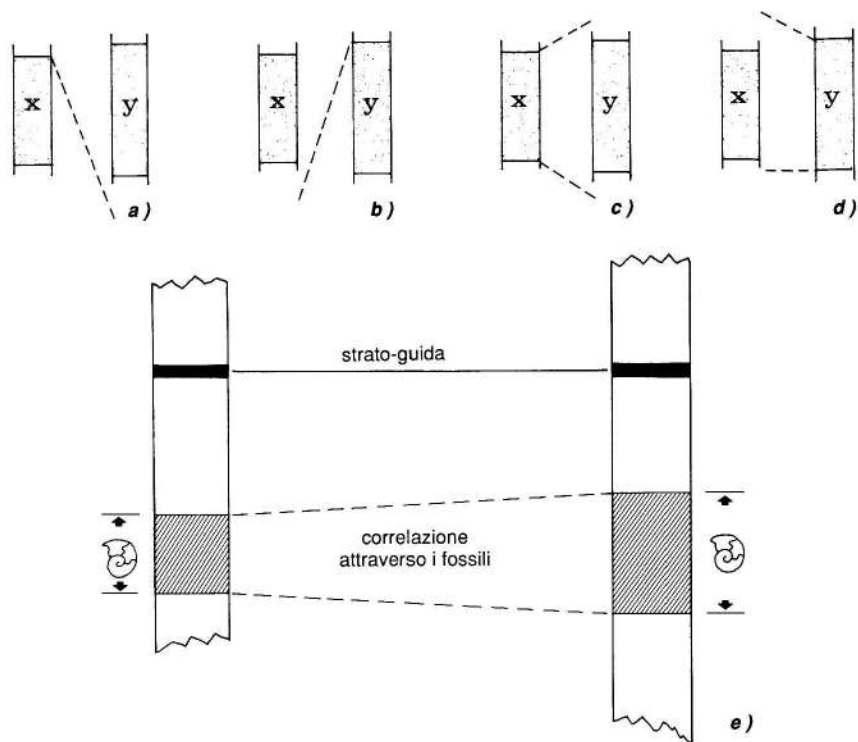


Fig. 8.2 – Lo schema illustra il concetto di *cronocorrelazione*, l'operazione che consente di riconoscere le relazioni temporali tra due o più successioni stratigrafiche. Se si analizzano le relazioni cronologiche tra le unità *x* e *y*, appartenenti a due successioni separate nello spazio, si possono verificare varie possibilità, alcune delle quali sono illustrate negli schemi da (a) a (d) (nell'ordine: *x* è più vecchio di *y*; *y* è più vecchio di *x*, ecc.). L'aggancio tra le due successioni (e) potrà essere stabilito attraverso vari strumenti, fra cui l'impiego di markers litologici («strati-guida», la cui estensione è in genere limitata ad uno specifico bacino sedimentario) e, soprattutto, biostratigrafici («fossili-guida», che possono avere un'ampia diffusione geografica, a scala sovragiografica); la cronocorrelazione è in gran parte basata sulla pratica biostratigrafica.

ovviamente condizionati dalla natura del problema da risolvere. Si provvede poi a confrontare e a «correlare» (§ 8.3.1) le sezioni stratigrafiche rilevate, ad analizzarle con i dati eventualmente noti in letteratura, inserendole in un quadro la cui ampiezza può variare da locale a planetaria. La ricerca stratigrafica può spaziare infatti dall'analisi di un ristretto settore di un bacino sedimentario, di interesse meramente locale, fino alla definizione, necessariamente a scala globale, di limiti di periodo o di era.

8.3.1 – La correlazione stratigrafica

A scala locale (del singolo affioramento o di un'area ristretta), le relazioni cronologiche e geometriche tra gli strati possono essere dedotte in base al *principio di sovrapposizione* (§ 1.2.5), introdotto da Stenone nel XVII secolo: *ogni strato sedimentario è più recente di quello su cui giace* (ovviamente, ove la deformazione tettonica non abbia portato al rovesciamento del naturale ordine stratigrafico).

Gli strati, o le unità litologiche, raramente si estendono senza interruzioni per distanze apprezzabili, così che le successioni stratigrafiche sono rappresentate da sin-

goli spezzoni, più o meno incompleti, che affiorano in aree diverse. Inoltre, le unità sedimentarie presentano variazioni laterali di facies, controllate dalle caratteristiche degli ambienti in cui si sono depositate; questo fa sì che affioramenti coevi di aree diverse non siano direttamente correlabili sulla base di semplici caratteristiche osservabili sul terreno (come la litologia, il colore, ecc.).

È quindi indispensabile disporre di strumenti analitici che consentano di ricostruire le relazioni cronologiche e geometriche tra successioni che affiorano in aree diverse o che comunque non abbiano tra di loro alcuna relazione geometrica direttamente osservabile.

Si indica con il termine di *correlazione stratigrafica* l'insieme delle procedure e delle metodologie attraverso le quali si dimostra la corrispondenza di parti geograficamente separate di una o più unità geologiche.

Esistono vari tipi di correlazione, in relazione alle proprietà e alle caratteristiche che vengono esaminate (caratteri litologici, contenuto fossilifero, paleomagnetismo, ecc.). I diversi tipi di correlazione stratigrafica esprimono il mezzo con cui si tenta di approssimare la *cronocorrelazione*, cioè le relazioni temporali delle successioni sedimentarie (fig. 8.2). La cronocorrelazione è il risultato di una interpretazione delle correlazioni stratigrafiche: è quindi evidente che i segnali ideali utilizzabili per le correlazioni sono fondati su caratteri e proprietà degli strati che varino nel tempo in modo quanto più possibile sincrono, continuo ed irreversibile. Per la natura stessa dell'evoluzione biologica, le faune fossili, caratterizzate dal succedersi nel tempo di gruppi e specie diverse e irripetibili, forniscono «il segnale» più prossimo a questo ideale; la biostratigrafia è quindi il principale strumento della cronocorrelazione.

8.3.2 — La classificazione stratigrafica

La classificazione stratigrafica è una delle strutture portanti della procedura formale che regola rigorosamente lo studio delle successioni stratigrafiche. Essa è basata sulle diverse categorie di proprietà delle rocce: litologia, contenuto fossilifero, paleomagnetismo, ecc., per ognuna delle quali sono state istituite unità caratteristiche e peculiari. Così: le unità litostratigrafiche sono basate sulle proprietà litologiche, le unità biostratigrafiche sulla distribuzione verticale di fossili significativi, le unità magnetopolari sulla direzione del campo magnetico «fossile» registrato nelle rocce, ecc.

Le unità stratigrafiche fondamentali, definite fin dal II Congresso Geologico Internazionale (Bologna, 1881) e regolamentate da codici nomenclaturali e procedurali quali l'International Stratigraphic Guide (ISG, 1976), sono le unità litostratigrafiche, biostratigrafiche e cronostratigrafiche (tab. 8.1).

Le unità litostratigrafiche sono basate sui caratteri litologici osservabili (composizione, granulometria, ecc.) ed, eventualmente, su caratteristiche sedimentologiche elementari.

Le unità biostratigrafiche sono basate sul contenuto fossilifero, che cambia nel tempo in modo irreversibile a causa dell'evoluzione biologica che non si ripete mai, permettendo così di suddividere le successioni stratigrafiche in base alle successioni di fossili in esse contenute.

Le unità cronostratigrafiche sono caratterizzate dall'essersi formate in uno specifico intervallo del tempo geologico; la loro organizzazione è dunque basata su relazioni cronologiche. Mentre le unità cronostratigrafiche si riferiscono materialmente alle rocce (rappresentano cioè il pacco di strati depositatosi nell'intervallo di tempo x), le

TABELLA 8.1 – *Le unità stratigrafiche formali.*

Categorie stratigrafiche	Unità stratigrafiche
Litostratigrafia	Supergruppo Gruppo Formazione Membro Strato, Orizzonte
Biostratigrafia	Biozona Zona di associazione Zona di distribuzione: <i>Zona di distribuzione di un taxon</i> <i>Zona di distribuzione concomitante</i> <i>Zona oppeliana</i> <i>Zona filetica</i> Zona di acme Zona di intervallo Altri tipi di biozona
Cronostratigrafia	(Geocronologia)
	Eonotema Eone Eratema Era Sistema Periodo Serie Epoca Piano Età Cronozona Crono

unità geocronologiche si riferiscono esclusivamente al tempo geologico; ogni unità cronostratigrafica ha una corrispondente unità geocronologica che esprime l'intervallo di tempo in cui si è depositato il corpo di strati dell'unità cronostratigrafica (§ 8.7).

A queste unità formali si sono aggiunte, nel corso degli ultimi trent'anni, numerose categorie di unità stratigrafiche basate su varie caratteristiche (unità ecostratigrafiche, climatostratigrafiche, ciclostratigrafiche, pedostratigrafiche, magnetostratigrafiche, simostratigrafiche, chemiostratigrafiche, ecc.); la proliferazione di tali unità, spesso fortemente interpretative, riflette il considerevole progresso concettuale sperimentato dalle scienze geologiche nel secondo dopoguerra e spesso è stata condizionata dalle esigenze della ricerca petrolifera.

Per garantire la confrontabilità delle procedure stratigrafiche e l'omogeneità e stabilità nomenclaturale delle classificazioni, sono state messe a punto regole di classificazione vincolanti per l'intera comunità internazionale degli stratigrafi. Tali regole sono contenute in apposite guide e codici, che possono avere carattere nazionale (ad esempio il Codice Italiano di Nomenclatura Stratigrafica, 1968) o internazionale; questi ultimi sono elaborati da un'apposita commissione, l'International Commission on Stratigraphy (ICS), che a sua volta rappresenta la principale struttura operante all'interno della International Union of Geological Sciences (IUGS), un organismo scientifico sovranazionale indipendente dai vari governi.

Il documento ufficiale elaborato dall'ISSC (International Subcommittee on Stratigraphic Classification), a cui fare riferimento per la pratica stratigrafica, è tuttora l'International Stratigraphic Guide (ISG), pubblicata nel 1976; a questa si aggiungono contributi più recenti (ISSC, 1986a; 1986b) elaborati in previsione di una nuova versione dell'ISG che tenga conto dei considerevoli progressi fatti dalla stratigrafia negli ultimi venti anni. Un codice di nomenclatura che aggiorna parzialmente l'ISG del 1976, pur senza essere un documento ufficiale internazionale, è il North American Stratigraphic Code (NASC) del 1983 elaborato dalla North American Commission on Stratigraphic Nomenclature (NACSN).

8.3.3 – Gli stratotipi

Diversi tipi di unità stratigrafiche (in particolare le unità litostratigrafiche e cronostatigrafiche) sono definite con riferimento ad una particolare successione stratigrafica, detta *sezione tipo* o *stratotipo*, in cui le caratteristiche dell'unità in esame sono particolarmente chiare ed evidenti. Secondo la definizione dell'ISG (1976), uno stratotipo rappresenta «il tipo di una unità stratigrafica o di un limite stratigrafico, identificato come un intervallo specifico o un punto specifico in una sequenza specifica di strati, che viene a costituire lo standard per la definizione e il riconoscimento della suddetta unità stratigrafica o del suddetto limite».

L'ISG (1976) distingue tre categorie di stratotipi: lo stratotipo dell'unità stratigrafica, lo stratotipo del limite e lo stratotipo composito (fig. 8.3).

Lo *stratotipo dell'unità stratigrafica* è la sezione tipo che definisce tutta la successione dell'unità stessa; è quindi un intervallo discreto di strati. Nelle unità litostratigrafiche lo stratotipo dell'unità definisce generalmente sia il limite inferiore sia quello superiore (fig. 8.3a), mentre nelle unità cronostatigrafiche definisce solo il limite inferiore dell'unità (fig. 8.42). È ovvio che per una definizione non equivoca dei limiti dell'unità stratigrafica devono essere ben esposti anche gli strati sottostanti e sovrastanti la sezione tipo.

Lo *stratotipo del limite* è usato per definire il limite tra due unità sia in litostratigrafia, sia, soprattutto, in cronostatigrafia (fig. 8.42).

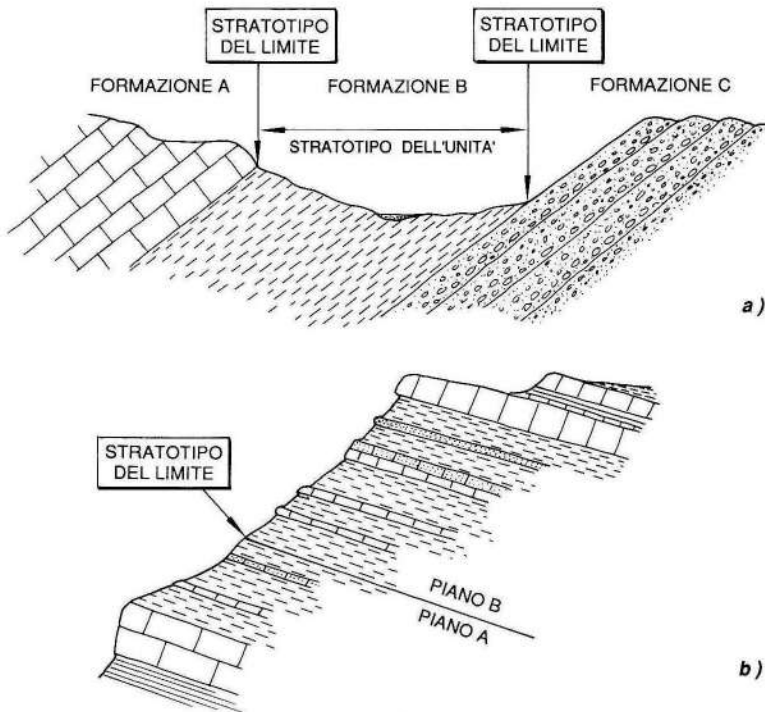


Fig. 8.3 – In *a* è illustrato il concetto di *stratotipo dell'unità* e di *stratotipo del limite* in litostratigrafia con particolare riferimento alla Formazione B compresa tra le formazioni A e C. In *b* è illustrato il concetto di *stratotipo del limite* in cronostatigrafia; notare che il limite inferiore dell'unità cronostatigrafica B (ad esempio un piano) costituisce il limite superiore dell'unità cronostatigrafica A (da ISG, 1976).

Lo *stratotipo composito* è uno stratotipo formato dalla combinazione di più successioni diverse di strati, indicate come *stratotipi componenti*; viene utilizzato quando non è disponibile un'unica sezione tipo completa e ben esposta.

Viene indicata come *località tipo* di una unità stratigrafica o di un limite stratigrafico la specifica località dove è stato scelto lo stratotipo o, se lo stratotipo non è mai stato designato, la località dove l'unità o il limite stratigrafico sono stati originariamente definiti (IGS, 1976). Sempre seguendo l'ISG, l'*area tipo* è la regione in cui è compresa la località tipo.

Esiste una particolare terminologia che secondo l'ISG (1976) «aggiunge precisione alla designazione e alla descrizione degli stratotipi». In particolare, con il termine *olostratotipo* si indica «lo stratotipo originale designato dall'autore al tempo della definizione dell'unità stratigrafica». L'autore della definizione originale può anche designare una sezione stratotipica supplementare all'olostratotipo, detta *parastratotipo*, per sofferire ai suoi eventuali «difetti» (cattiva esposizione, presenza di lacune, ecc.). Il *lectostratotipo* è invece lo stratotipo che viene scelto successivamente all'istituzione dell'unità, «in assenza di uno stratotipo originale adeguatamente definito». Il *neostratotipo* è un «nuovo stratotipo selezionato per sostituirne uno più vecchio», che non affiora più o che comunque non è ritenuto più valido. Infine, l'*ipostratotipo* è uno stratotipo di riferimento introdotto successivamente all'istituzione dell'olostratotipo in un'area geografica o in una facies diversa; l'ipostratotipo è sempre subordinato all'olostratotipo.

La prassi di una definizione rigorosa delle unità stratigrafiche tramite gli stratotipi è stata introdotta solo recentemente; ne deriva che solo una parte delle unità stratigrafiche (in particolare quelle cronostatigrafiche) è definita secondo le regole stabilite dalle commissioni internazionali di stratigrafia (§ 8.7.5a,b,c).

8.4 – LITOSTRATIGRAFIA E UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE*

Lo scopo della classificazione litostratigrafica è di suddividere ed organizzare sistematicamente le successioni di rocce in unità formali distinte in base alla litologia; una unità litostratigrafica è definita come un corpo di rocce chiaramente separabile dai corpi adiacenti in base alle sue caratteristiche litologiche (che possono consistere di un litotipo dominante, o della combinazione di più litotipi) e alla posizione stratigrafica.

Nella definizione delle unità litostratigrafiche non vengono presi in considerazione gli aspetti genetici e la storia geologica dei corpi litologici considerati. Le unità litostratigrafiche sono inoltre indipendenti dalle unità-tempo, nel senso che i loro limiti possono essere tempo-trasgressivi, o comunque non devono necessariamente coincidere con i limiti delle unità stratigrafiche a significato cronologico (come le unità cronostatigrafiche). In sostanza: la classificazione litostratigrafica è (o dovrebbe essere, secondo i codici stratigrafici) rigorosamente basata sul criterio oggettivo dell'identità litologica.

Secondo l'ISG (1976), la classificazione litostratigrafica si applica a *tutte* le rocce, stratiformi e non stratiformi, dato che «un'unità litostratigrafica può consistere di rocce sedimentarie, o ignee, o metamorfiche, o di una associazione di due o più di queste». Secondo il NASC (1983) possono essere considerati come unità litostratigrafiche unicamente i corpi geologici stratiformi, a cui è applicabile il principio di sovrapposizione: rocce sedimentarie, vulcaniche, metasedimentarie e metavulcani-

* C. Neri.

che. Per i corpi non stratiformi di origine sia intrusiva sia metamorfica, il NASC introduce il concetto di *unità litodemiche*. Questa distinzione non è stata tuttavia accettata dalla ISSC (1987b), che propone di applicare universalmente la classificazione stratigrafica nello spirito della ISG (1976).

La classificazione litostratigrafica utilizza le seguenti unità formali, organizzate in ordine gerarchico: *gruppo*, *formazione*, *membro* e *strato*. Sono inoltre previste le seguenti altre unità: il *supergruppo*, che comprende più gruppi o un insieme di più gruppi e formazioni; il *sottogruppo*, suddivisione del gruppo di rango superiore alla formazione (fig. 8.4). Unità litostratigrafiche informali sono la *lingua* e la *lente*.

L'unità litostratigrafica principale è la *formazione*; più formazioni possono essere riunite in un gruppo; una formazione può essere suddivisa, completamente o parzialmente, in membri. Le formazioni sono le sole unità litostratigrafiche formali in cui la successione stratigrafica di qualsiasi area possa essere completamente suddivisa, mentre le altre unità di diverso rango gerarchico (i gruppi o, all'altra estremità della scala, i membri e gli strati) non garantiscono di norma una copertura completa; in particolare, la designazione formale degli *strati* è limitata esclusivamente a determinati livelli distintivi, o strati-guida, di esiguo spessore e di buona continuità laterale. Per definizione, una formazione deve essere cartografabile, e quindi, malgrado l'ISG (1976) affermi che «lo spessore di una formazione non deve seguire alcuno standard e possa variare da meno di un metro a diverse migliaia di metri», di fatto viene posto un limite inferiore allo spessore, che è quello rappresentabile su una carta geologica «ufficiale» (in genere alla scala 1:50.000, il che significa uno spessore di qualche decina di metri).

La designazione formale di una formazione prevede che siano indicati i seguenti elementi:

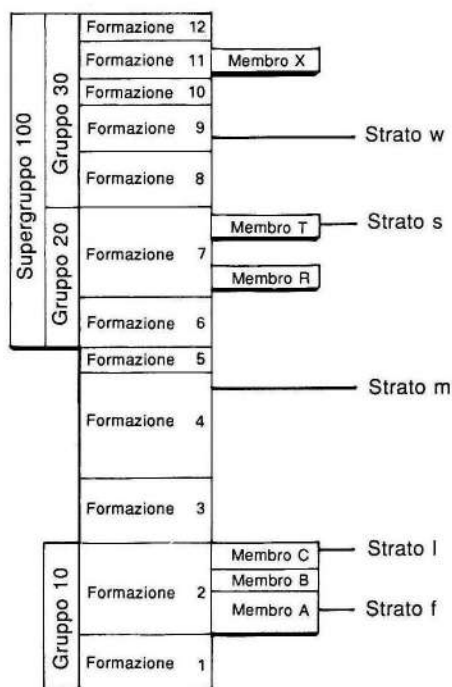


Fig. 8.4 - Gerarchia delle unità litostratigrafiche (da C. Holland, 1978).

a) lo stratotipo, nonché una serie di sezioni di riferimento o di affioramenti caratteristici;

b) i caratteri litologici, le eventuali strutture sedimentarie, lo spessore, la geometria esterna del corpo (più le variazioni laterali di questi caratteri, documentate da opportune sezioni di riferimento);

c) i rapporti con le formazioni a letto e a tetto, o laterali, definendo la natura dei limiti (contatto brusco, transizione graduale, interdigitazione, ecc.);

d) fossili ed età; i fossili possono essere inoltre utilizzati come criterio distintivo al pari delle caratteristiche litologiche nell'individuazione di una unità litostratigrafica, sia nel caso che possiedano valore litogenetico (accumuli scheletrici, corpi biocostruiti), sia che, pur essendo una componente subordinata della roccia, siano comunque caratteristici e facilmente individuabili (ISG, 1976).

La denominazione di una unità litostratigrafica prevede l'uso del termine corrispondente al rango gerarchico dell'unità stessa (Gruppo, Formazione, Membro), seguito da un nome geografico che individua l'area o la località tipo: Formazione di Livinalongo, Membro di Cencenighe, ecc. Nel caso della formazione, qualora questa sia caratterizzata da una litologia dominante e diagnostica, il nome può essere costituito da un termine litologico seguito da un toponimo: Dolomia dello Sciliar, Encrinite di Fanes, Arenarie di Ranzano; si osservi come nel secondo caso si ricorra ad un termine (*encrinite*) che si riferisce ad una roccia costituita prevalentemente di resti mineralizzati di organismi (nella fattispecie, crinoidi).

Molte formazioni sono state istituite quando ancora non esistevano codici di procedura e quindi possono avere nomi non consoni alle regole formali, come Verrucano, Maiolica, Rosso Ammonitico, ecc.; questi nomi sono talmente radicati nella letteratura geologica da rendere impensabile una loro ridefinizione.

8.4.1 – Correlazioni litostratigrafiche

Come è precisato nella ISG (1976) «le caratteristiche litologiche sono influenzate più dalle condizioni di origine che non dal tempo di origine» e «la somiglianza lito-

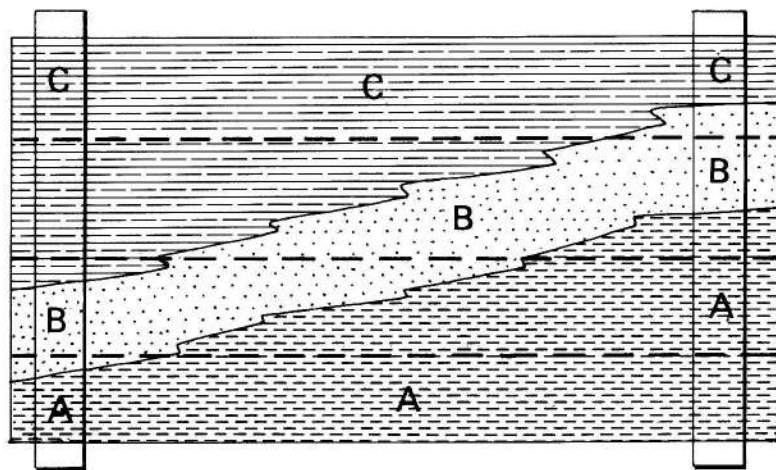


Fig. 8.5 – Relazioni stratigrafiche tra le formazioni A, B e C. I limiti delle unità litostratigrafiche sono in genere diacroni e possono essere sincroni solo su brevi distanze. Le linee a tratto indicano le linee tempo.

logica è quindi più un indizio di genesi simile che un indicatore di contemporaneità». Seguendo la definizione del NASC (1983) «La litocorrelazione collega unità di litologia e posizione stratigrafica simile...». La corrispondenza stratigrafica può essere indicata dalla posizione relativa alle altre unità stratigrafiche oppure da discordanze, discontinuità stratigrafiche, orizzonti stratigrafici, ecc. Va tenuto presente che due unità possono avere la stessa posizione stratigrafica rispetto ad altre unità litostratigrafiche e possono anche essere collegabili lateralmente, ma nel contempo possono aver avuto origine in tempi diversi (fig. 8.5). Di norma la crono-correlazione viene ottenuta tramite altre metodologie, possibilmente integrate, come ad esempio la biostratigrafia, la magnetostratigrafia, ecc.

Di particolare interesse è l'introduzione, accanto al criterio «oggettivo» della identità litologica, di criteri stratigrafico-fisici interpretativi, che si rifanno alla storia geologica delle unità in esame (presenza di discordanze, ecc.) o che correlano le diverse successioni in base ad una logica deposizionale e di facies.

8.4.2 — Dalla litostratigrafia alla stratigrafia dinamica

Le regole formali della litostratigrafia (ISG, 1976) escludono la connotazione genetica dalla definizione delle unità litostratigrafiche, e in particolare dalla definizione di formazione.

Tuttavia, le caratteristiche in base alle quali le unità litostratigrafiche sedimentarie sono riconosciute, descritte e cartografate (composizione mineralogica, granulometrica, strutture sedimentarie, eventuali fossili di interesse litogenetico) sono in larga misura controllate dall'ambiente di deposizione. Le stesse variazioni di litologia che consentono di tracciare il limite tra due formazioni, o in generale tra due unità litostratigrafiche, sono in ultima analisi controllate da variazioni dei parametri ambientali, spesso correlate a precisi eventi geologici (trasgressioni, regressioni, variazioni climatiche, movimenti tettonici, ecc.).

Storia geologica ed evoluzione paleoambientale lasciano una forte impronta sulle successioni sedimentarie, al punto da rendere praticamente impossibile una loro esclusione dalla pratica litostratigrafica. Di fatto, le procedure della stratigrafia fisica finalizzate alla correlazione litostratigrafica e all'analisi di bacino ricorrono largamente agli apparati concettuali della sedimentologia (analisi di facies, studio delle variazioni laterali e verticali delle facies e loro implicazioni sulle ricostruzioni paleogeografiche, organizzazione gerarchica delle successioni in cicli di diverso ordine, ecc.).

Le unità caratteristiche dell'approccio sedimentologico-dinamico sono state definite *unità stratigrafico-deposizionali* (Bosellini, Mutti & Ricci Lucchi, 1989); queste possono organizzarsi in una gerarchia che va dallo strato alla sequenza deposizionale, passando attraverso facies, associazioni di facies, elementi deposizionali e sistemi deposizionali. L'unità di base, almeno da un punto di vista pratico, è la *facies* (Fig. 8.1); le unità litostratigrafiche, come la formazione o il membro, possono essere viste in questa ottica come «aggregati di facies, riuniti anche secondo criteri genetici, fino al rango di sistemi deposizionali, attraverso i gradini inferiori associazioni-elementi» (Commissione per la Cartografia Geologica e Geomorfologica del Consiglio Nazionale delle Ricerche-CCGG, 1991).

Concetti e metodi relativi alle unità stratigrafico-deposizionali sono ampiamente trattati in Bosellini, Mutti & Ricci Lucchi (1989), cui si rimanda. Qui ci limiteremo a delinearne rapidamente alcuni aspetti, con particolare riferimento al problema dei

rapporti tra le unità di tipo stratigrafico-deposizionale e le unità stratigrafiche tradizionali.

Il grande sviluppo dell'approccio dinamico-deposizionale alla stratigrafia delle successioni sedimentarie ha portato, nel corso degli ultimi 15 anni, all'introduzione di nuove classi di unità stratigrafiche, tutte più o meno derivanti dal progresso nell'interpretazione stratigrafica dei profili sismici usati nella prospezione petrolifera (stratigrafia sismica). Queste sono:

- a) le *sequenze deposizionali* (nel senso definito dai geologi della Exxon, Vail *et al.*, 1977; Van Wagoner *et al.*, 1988; ecc.);
- b) le *sequenze stratigrafico-genetiche* (*genetic stratigraphic sequences*) di Galloway (1989);
- c) le *unità allostratigrafiche* (NASC, 1983);
- d) le *unità stratigrafiche a limiti inconformi* (*unconformity-bounded stratigraphic units*, ISSC, 1986b).

Si tratta di unità che, pur differenziandosi per scala, rango e vari altri aspetti significativi, hanno in comune una caratteristica: i loro limiti sono individuati da *eventi* che si risolvono, nella documentazione geologica, in superfici di discontinuità stratigrafica. In particolare, nella stratigrafia sequenziale che ha prodotto le unità di cui ai punti **a** e **b**, questi eventi sono rappresentati da variazioni ripetute del livello marino relativo che modellano la successione sedimentaria in «cicli» trasgressivo-regressivi a varie scale.

Esiste attualmente un dibattito molto vivo su queste nuove unità stratigrafiche, sulla loro architettura interna, sui meccanismi che le modellano e sui rapporti con le unità stratigrafiche tradizionali (che restano la base per la cartografia geologica); presumibilmente questo dibattito continuerà in futuro e sfocerà nella formalizzazione di qualche tipo di unità stratigrafico-deposizionale. Le unità allostratigrafiche **c** e le unità a limiti inconformi **d** rappresentano un primo tentativo, rispettivamente da parte della North American Commission on Stratigraphic Nomenclature e dell'International Subcommission on Stratigraphic Classification, di dare veste formale alla stratigrafia per eventi.

FINESTRA 8.1 — LA FACIES*

Il termine di *facies*, la cui introduzione in stratigrafia è generalmente attribuita a Gressly (1838), è uno dei più controversi (e forse abusati) della geologia. Questo termine viene infatti usato in una gamma molto ampia di significati diversi, da puramente descrittivi («arenarie fini a ripple da onda») a fortemente interpretativi («facies fluviale», «facies litorale»); oltre che in stratigrafia e in sedimentologia viene impiegato in altre discipline geologiche, quali la petrografia («facies metamorfiche»), la tettonica e la paleontologia (ove si parla di *biofacies*).

Nel campo che qui ci interessa, la stratigrafia dinamica, il concetto di facies è stato oggetto di numerose discussioni e ridefinizioni, che vertevano di norma su quanto di interpretativo e quanto di «oggettivo»/descrittivo questo concetto debba incorporare. Revisioni recenti di questa problematica, con abbondanti riferimenti bibliografici, sono contenute in Walker (1984), Reading (1986), Bosellini, Mutti & Ricci Lucchi (1989), cui si rimanda.

* C. Neri.

La definizione di facies condivisa nel presente lavoro è quella dovuta a Mutti (in Bosellini, Mutti & Ricci Lucchi, 1989, pp. 296-297): «una *facies*... può essere vista come un *corpo sedimentario sviluppato tipicamente su spessori metrici e caratterizzato da attributi fisici che lo differenziano rispetto ai sedimenti che gli sono associati sia verticalmente che lateralmente*. Questi attributi includono: 1) litologia e tessitura, 2) geometria e spessore degli strati, 3) strutture deposizionali all'interno degli strati, 4) strutture organiche (fossili e bioturbazioni) e 5) presenza di eventuali tendenze evolutive verticali in determinati caratteri (ad es. arricchimento o impoverimento progressivi in arenaria verso l'alto, ...)». In buon accordo con la definizione di Mutti il termine di *biofacies* si riferisce alle caratteristiche biologiche totali di un corpo di rocce sedimentarie. In questo senso la facies è un'unità essenzialmente descrittiva, pur contenendo gli elementi che serviranno di base per l'interpretazione ambientale: le strutture deposizionali ci danno informazioni sui meccanismi di trasporto e deposizione, gli organismi fossili sono potenzialmente degli indicatori paleoecologici (cap. 6), ecc. L'interpretazione ambientale è comunque il risultato dell'analisi non di una singola facies, ma di una *associazione di facies*, organizzate in *sequenze* (o successioni) di facies. Una sequenza di facies è una successione verticale ordinata (e in genere ripetitiva) di due o più facies, ciascuna delle quali passa gradualmente a quella sovrastante, mentre è netto (e inconforme) il passaggio tra due successioni di facies sovrapposte. L'impilamento verticale di facies e successioni di facies segue il ben noto «principio di Walther», secondo il quale *si possono trovare sovrapposte in continuità di sedimentazione soltanto quelle facies che si formano attualmente l'una adiacente all'altra*, in ambienti o subambienti contigui.

a) STRATIGRAFIA SEQUENZIALE E SEQUENZE DEPOSIZIONALI

Il concetto di *sequenza deposizionale* fu originariamente definito nel 1977 dagli stratigrafi della Exxon (Vail *et al.*, op. cit., p. 53) come «una unità stratigrafica costituita da una successione di strati relativamente concordanti tra loro e geneticamente legati, delimitata al tetto e alla base da due superfici di discontinuità (o dalle correlative superfici di continuità stratigrafica)». Tale concetto fu istituito principalmente sulla base delle caratteristiche geometriche leggibili su un profilo sismico; in pratica:

– l'esistenza di superfici di discontinuità che si traducono in troncature erosive degli strati (che furono assunte come limiti di sequenza riconoscibili, e tracciate lateralmente su basi puramente geometriche anche ove sfumano in superfici di concordanza);

– l'organizzazione interna degli strati compresi tra queste superfici-limite e le loro relazioni geometrico-deposizionali con i limiti di sequenza (es. *onlap basale*, *downlap*, ecc.) (figg. 8.6; 8.7).

I caratteri litologici, le facies sedimentarie e la datazione biostratigrafica dei vari segmenti costitutivi delle sequenze deposizionali venivano ricavati da dati di pozzo, ove disponibili. In pratica, nella loro formazione originaria, le sequenze deposizionali erano unità stratigrafiche riconosciute attraverso le metodologie di esplorazione del sottosuolo caratteristiche della prospezione petrolifera, quali in primo luogo lo studio dei profili sismici e l'interpretazione delle geometrie stratali.

Secondo gli autori di questo modello, la suddivisione della successione stratigrafica in sequenze deposizionali è controllata essenzialmente dalle fluttuazioni eustatiche del livello marino che, come è noto, sono sincrone a livello globale. Confrontando

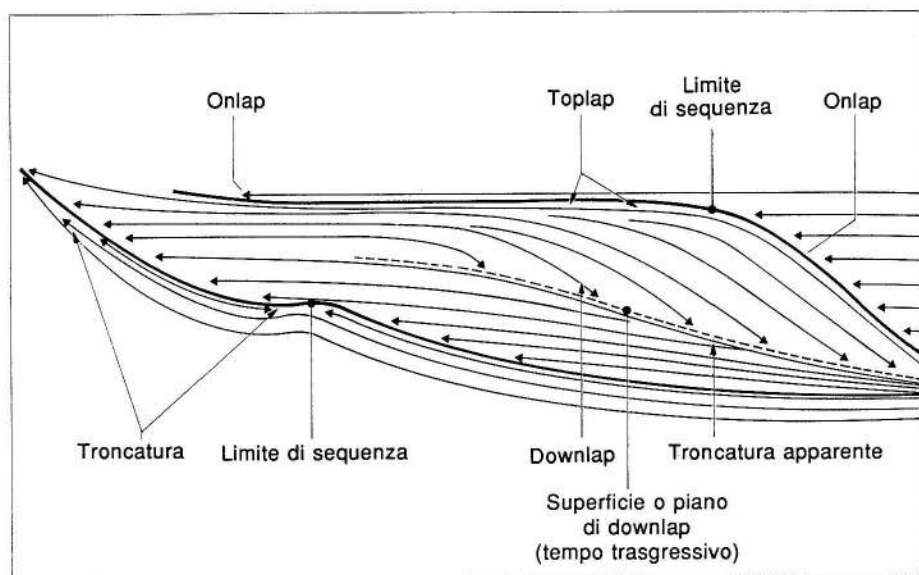


Fig. 8.6 – Terminologia delle principali discontinuità geometriche e stratigrafiche associate ad una sequenza deposizionale, riconoscibili in un profilo sismico. Una sezione sismica consente di riconoscere essenzialmente delle «geometrie»: forma ed estensione laterale dei corpi sedimentari, tipo di terminazione (*termination patterns*) e rapporti con i corpi sedimentari a tetto e a letto. Le geometrie dei corpi sedimentari e delle discontinuità stratigrafiche consentono di individuare i limiti delle sequenze deposizionali e/o delle loro parti componenti. I limiti di sequenza sono generalmente associati a troncature erosionali degli strati appartenenti alla sequenza a letto e costituiscono superfici regionali di *onlap*; con questo termine si indica la progressiva terminazione degli strati originariamente orizzontali contro una superficie inclinata (in genere una paleotopografia ereditata). Il limite superiore del segmento trasgressivo della sequenza è rappresentato (nella modellistica Exxon) dalla cosiddetta «superficie di downlap»; il termine *downlap* indica la peculiare relazione tra la base di strati originariamente inclinati che terminano su una superficie originariamente orizzontale (o comunque meno inclinata). La relazione di *toplap* è caratterizzata dalla terminazione di strati originariamente inclinati contro il limite superiore della sequenza (o contro un sottile pacchetto di strati orizzontali, come in figura) (da Bosellini, 1991b).

l'architettura sequenziale delle successioni di diversi margini continentali passivi (Africa, Sudamerica, Australia, ecc.), datando e correlando le singole sequenze deposizionali, è stata messa a punto una carta delle fluttuazioni eustatiche del livello marino (riflessa nei cicli di onlap costiero) che si estende indietro nel tempo fino alla base del Trias (Haq *et al.*, 1984). Tale carta prevede più ordini di cicli, dal 1° ordine (con durate di decine o centinaia di migliaia di anni) al 3° ordine (la scala delle sequenze deposizionali con durate dell'ordine di 10^6 - 10^7 anni). *Le sequenze deposizionali diventano in questo modo uno strumento cronostratigrafico* (§ 8.7).

Molte critiche sono state avanzate a questo assunto: le sequenze deposizionali registrano in realtà le variazioni del livello marino relativo, che potrebbero essere controllate, oltre che dall'eustatismo, anche dalla tettonica regionale (tassi di subsidenza, uplift, ecc.) e quindi non avere valore globale; inoltre, è stata fortemente messa in dubbio la possibilità di correlare a livello mondiale sequenze della durata presunta di circa un milione di anni, praticamente al limite della risoluzione biostratigrafica (Miall, 1991).

Successivamente alla prima definizione del modello, gli stratigrafi Exxon (Vail *et*

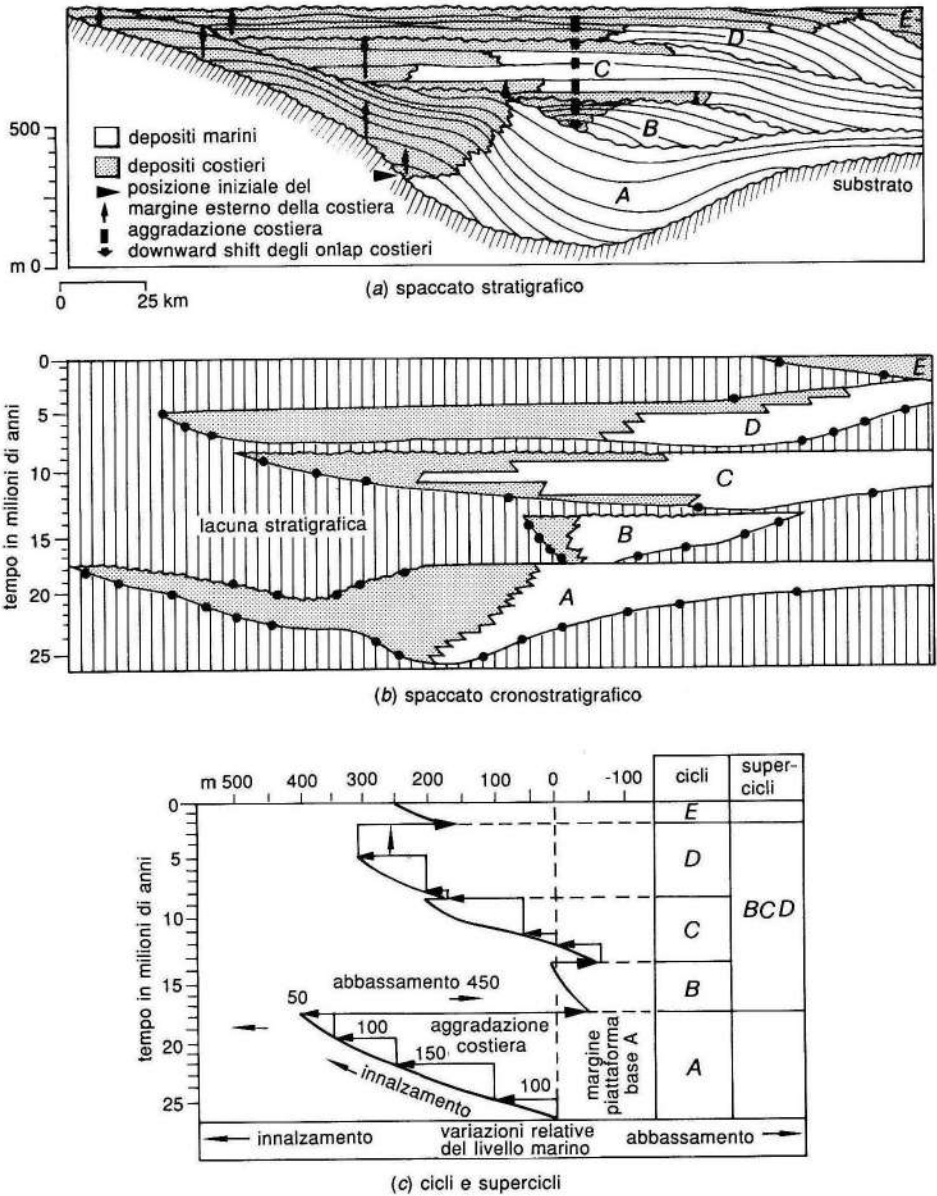


Fig. 8.7 – Classico schema che illustra il procedimento attraverso cui vengono costruite le curve dell'*onlap* costiero. In (a) sono illustrate le relazioni geometriche tra cinque unità stratigrafiche (*sequenze*), come possono essere desunte dall'interpretazione di uno o più profili sismici. Le varie unità possono essere datate, ad esempio, attraverso lo studio micropaleontologico dei cuttings di eventuali pozzi esplorativi che attraversino la successione; questo consente di costruire lo schema cronostratigrafico (b), in cui è posta in evidenza la durata delle singole sequenze e l'ampiezza delle lacune che le separano. Dalle relazioni geometriche e cronostratigrafiche si ricava infine lo schema (c), in cui i cicli di variazione dell'*onlap* costiero sono costruiti con riferimento al margine di piattaforma alla base dell'unità A. L'innalzamento relativo netto del livello marino è misurato in base all'aggradazione costiera, mentre il successivo abbassamento è ricavato in base al *downward shift* del margine di piattaforma della sequenza successiva. Innalzamento e successivo abbassamento del livello marino relativo definiscono un ciclo; i sedimenti depositati nel corso di un ciclo di variazione dell'*onlap* costiero costituiscono una *sequenza deposizionale* (da *Vail et al., 1977*).

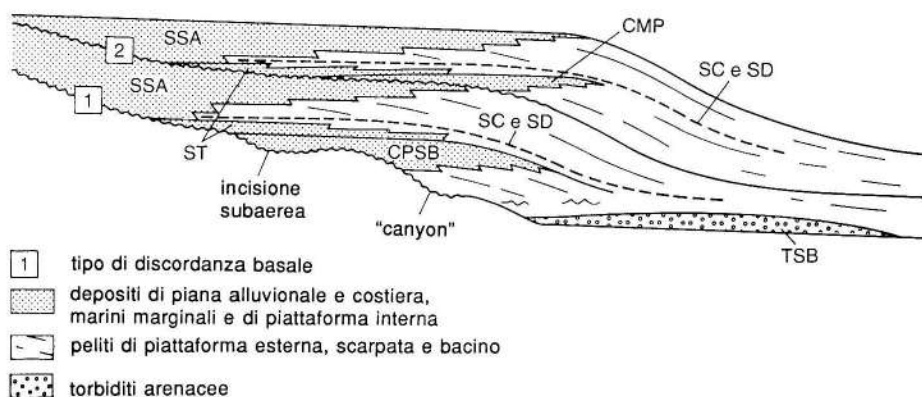


Fig. 8.8 – Tratti costitutivi ed organizzazione interna di sequenze deposizionali delimitate rispettivamente da discontinuità di «tipo 1» (in basso) e «tipo 2» (in alto). Sigle usate: TSB, torbiditi arenacei di stazionamento basso (*lowstand wedge*); CPSB, cuneo progradante di stazionamento basso; CMP, cuneo di margine di piattaforma (*shelf margin wedge*); ST, superficie di trasgressione (*transgressive surface*); SC, successione condensata (*condensed section*); SD superficie di downlap (*downlap surface*); SSA, sistemi deposizionali di stazionamento alto (*highstand systems tract*) (da Bosellini, Mutti & Ricci Lucchi, 1989).

al., 1984; Van Wagoner *et al.*, 1988; Posamentier *et al.*, 1988; Vail *et al.*, 1991) hanno puntato a dare una migliore caratterizzazione geologica alle sequenze deposizionali, a definire i tratti distintivi¹ e l'evoluzione verticale e laterale delle associazioni di facies che le compongono, allo scopo di estendere alla stratigrafia di superficie l'approccio sequenziale.

Lo studio degli affioramenti e l'indagine di sottosuolo danno informazioni diverse e possono condurre a modelli diversi; i modelli sismici consentono di apprezzare le geometrie a grande scala dei corpi sedimentari, mentre l'indagine di superficie offre in genere immagini «colonnari» della successione, della quale però si possono studiare con grande dettaglio associazioni di facies e loro variazioni a scala metrica (dati questi chiaramente inaccessibili alla sismica). Il tentativo di sintesi dei due approcci è esemplificato da numerosi articoli contenuti nella Special Publication n. 42 della SEPM (1988). Il modello di sequenza che emerge da questi lavori è quello di un corpo sedimentario complesso, costituito da più segmenti caratteristici (*system tracts*, o insiemi di sistemi deposizionali), controllati fondamentalmente dalla velocità e dall'entità delle variazioni del livello marino. I tratti costitutivi tipici di una sequenza deposizionale sono rappresentati da:

- sistemi di stazionamento basso (*lowstand systems tract, LST*);
- sistemi trasgressivi (*transgressive systems tract, TST*);
- sistemi di stazionamento alto (*highstand systems tract, HST*).

I sistemi di stazionamento basso costituiscono il tratto basale di una sequenza; nel caso che l'abbassamento del livello marino sia abbastanza cospicuo da far emergere l'intera piattaforma, che diventa sede di erosione subaerea con formazioni di valli

¹ Il *system-tract* «rappresenta un insieme di strati geneticamente legati perché depositi durante un tratto specifico della curva eustatica». (Bosellini, Mutti & Ricci Lucchi, 1989)

incise (*limite di sequenza di tipo 1*), i sistemi di lowstand sono rappresentati da successioni torbiditiche profonde, dal momento che sulla piattaforma non esiste più spazio deposizionale. Se la piattaforma è solo parzialmente esposta, la sedimentazione di lowstand può insediarsi sul margine esterno della piattaforma stessa, ove si accumulerà il cosiddetto *shelf-margin wedge*, costituito da sedimenti di mare basso; il minor abbassamento del livello di base si traduce in un *limite di sequenza di tipo 2*, privo delle marcate disconformità che caratterizzano il limite di tipo 1 (fig. 8.8).

I sistemi trasgressivi registrano lo spostamento verso terra della linea di costa durante la successiva risalita eustatica del livello del mare; il massimo trasgressivo corrisponde alla *maximum flooding surface* (MFS), generalmente associata allo sviluppo di successioni condensate.

I sistemi di stazionamento alto documentano la fase in cui la velocità di risalita eustatica decresce o si inverte; l'abbassamento del livello marino è comunque inferiore al tasso di subsidenza, per cui esiste uno spazio deposizionale netto che consente la continuazione dell'*onlap* costiero, iniziato con la fase trasgressiva; in questa fase si assiste alla *progradazione* dei sistemi litorali verso il mare (evoluzione regressiva).

Quando il tasso di caduta del livello marino arriva a superare quello di subsidenza si entra nella situazione di *lowstand*; la sedimentazione si interrompe e si individua una discontinuità stratigrafica che costituisce un limite di sequenza.

Nella modellistica Exxon i limiti di sequenza sono individuati in corrispondenza dell'esposizione subaerea di settori più o meno ampi delle piattaforme.

Le sequenze stratigrafico genetiche di Galloway (1989) si differenziano dalle sequenze deposizionali «tipo Exxon» fondamentalmente per la scelta dei limiti, posti in

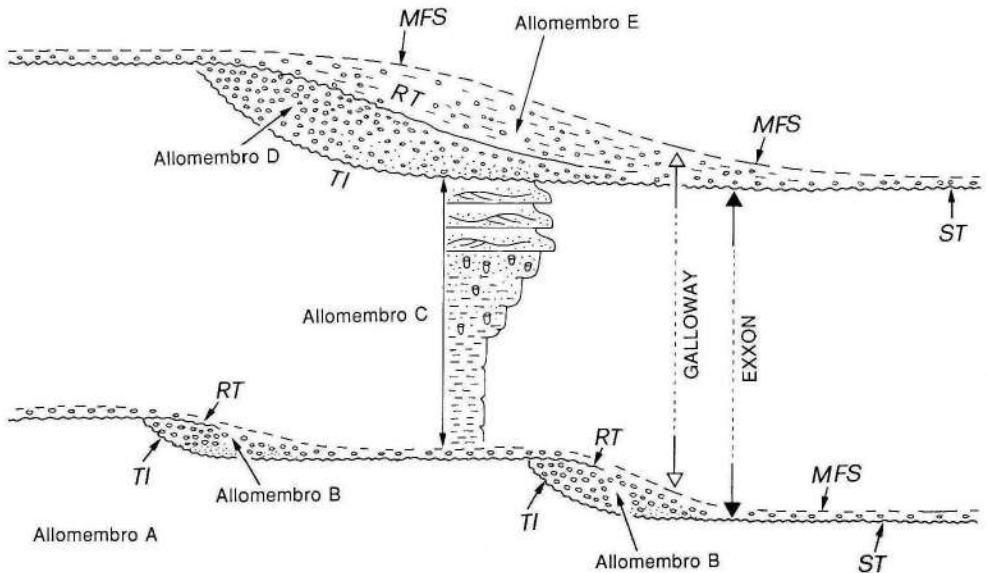


Fig. 8.9 – Relazione tra unità allostratigrafiche e sequenze deposizionali, secondo Walker, 1990. Sono messi in evidenza i limiti di sequenza secondo la modellistica Exxon e secondo Galloway (1989). Sigle: ST, superficie di trasgressione; TI, trasgressione iniziale; RT, ripresa trasgressiva (*resumed transgression* nell'originale); MFS, *maximum flooding surface*.

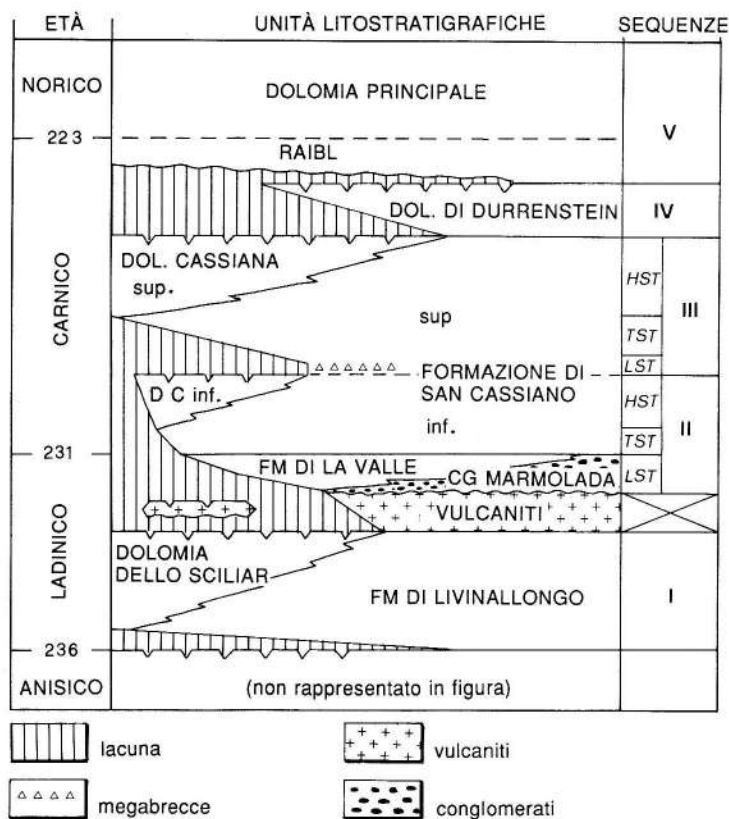


Fig. 8.10 – Schema semplificato dei rapporti cronostatigrafici tra le formazioni del Trias medio-superiore delle Dolomiti; la scala verticale è proporzionale alla durata in milioni di anni dei vari piani in cui è diviso il Trias. Si osservi inoltre l'inquadramento sequenziale delle diverse unità litostatigrafiche: le sequenze deposizionali risultano dall'assemblaggio di una quantità intera di unità litostatigrafiche (Formazioni o Membri). FM: Formazione; DC: Dolomia Cassiana; CG Conglomerato (da Bosellini, 1991a, con modifiche).

corrispondenza dei massimi trasgressivi (le *maximum flooding surfaces* della modellistica Exxon), invece che dei minimi del livello marino (fig. 8.9).

Si è discusso (e si continua a discutere) del rapporto tra sequenze deposizionali (unità tipicamente genetiche che incorporano una forte dose di interpretazione) e unità litostatigrafiche (che si vorrebbero «oggettive», legate a caratteri fisici elementari, facilmente osservabili sul terreno). Le unità litostatigrafiche (in particolare la formazione) sono la base della cartografia geologica e dello studio preliminare dei bacini sedimentari; nel senso in cui sono definite dall'ISG (1976) sono insostituibili. La pratica stratigrafica dovrà utilizzare sia le unità litostatigrafiche individuate sulla base dei caratteri litologici elementari, sia le unità a connotazione genetica, come le sequenze deposizionali. Il problema è fondamentalmente quello di evitare contraddizioni tra i due approcci. Una sequenza deposizionale, come si è visto, è costituita da diversi «tratti costitutivi» che corrispondono a sistemi deposizionali o insiemi di sistemi deposizionali; ognuno di questi ha una specifica espressione in termini di facies e di litologie; in pratica, si potrebbe pensare ad una sequenza deposizionale come ad un insieme di corpi litologici ben definiti aventi carattere di formazione o di membro (fig. 8.10). La pratica litostatigrafica potrebbe quindi tener conto di questo sfondo interpretativo-genetico e utilizzare unità che da un lato presentino i caratteri di «oggettività» propri delle unità riconoscibili dal geologo rilevatore, dall'altro si configurino come «mattoni» elementari atti a costruire unità stratigrafico-deposizionali di rango superiore, come appunto le sequenze deposizionali.

b) UNITÀ ALLOSTRATIGRAFICHE E UNITÀ STRATIGRAFICHE A LIMITI INCONFORMI

Le unità allostratigrafiche sono state introdotte, come unità formali, nel NASC (1983), che le definisce come «corpi stratiformi, cartografabili, di rocce sedimentarie, definiti e identificati sulla base delle discontinuità che li delimitano». La gerarchia prevede unità di scala confrontabile con le unità litostratigrafiche, che prendono il nome di *allogruppo*, *alloformazione* e *allomembro*.

Le unità stratigrafiche a limiti inconformi proposte alla discussione dell'ISSC fin dagli anni '70 (Chang, 1975) e riconsiderate dopo un periodo di oblio nell'ISSC (1986b), hanno un significato sostanzialmente analogo: si tratta di successioni di rocce delimitate al letto e al tetto da discontinuità stratigrafiche di vario tipo (discordanze angolari, disconformità, ecc.) preferibilmente di estensione regionale o sovraregionale. L'unità di base è il *sintema*, che può essere suddiviso in *subsintemi*, o unito ad altri sintemi a formare un *supersintema* (fig. 8.11).

Esiste una fondamentale differenza tra le unità descritte in questo paragrafo e le sequenze deposizionali: all'unità e unità a limiti inconformi sono definite unicamente da superfici limite di inconformità e non sono più riconoscibili ove tali superfici sfumino lateralmente in superfici di continuità stratigrafica; le sequenze deposizionali sono delimitate sia da superfici di inconformità, sia dalle correlative superfici di continuità e si caratterizzano, oltre che per la natura dei limiti, soprattutto per l'organizzazione interna in tratti costitutivi tipici.

Un esempio dell'uso della classificazione allostratigrafica, applicata agli elementi costitutivi di una sequenza deposizionale, è illustrato in fig. 8.9; esso è basato sulla considerazione che una parasequenza (cioè una sequenza di facies) è delimitata da

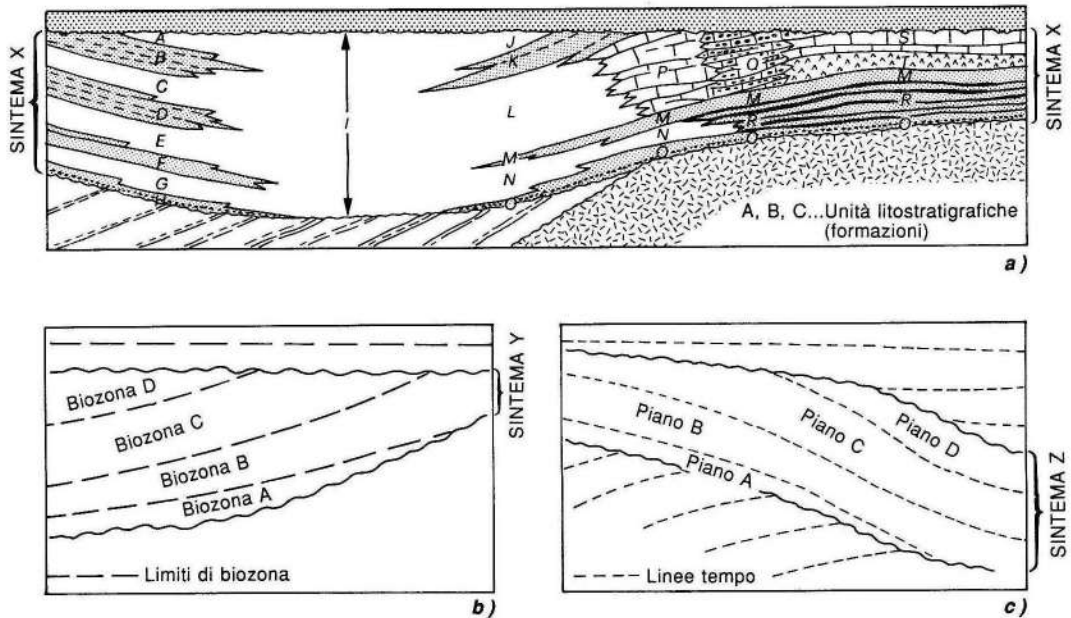


Fig. 8.11 - Rapporti tra le unità stratigrafiche a limiti inconformi (*Unconformity-bounded stratigraphic units*) e gli altri tipi di unità stratigrafiche, quali le unità litostratigrafiche (a), biostratigrafiche (b) e cronostratigrafiche (c) (da ISSC, 1987a).

superfici di discontinuità (al limite da paraconcordanze) ed è quindi trattabile come una allounità (Walker, 1990).

L'uso delle unità a limiti inconformi, nel senso dell'ISSC (1986b), nella cartografia geologica è suggerito, ove possibile, dalla CCGG (1991), per la loro applicabilità, oltre che alle successioni sedimentarie, alla stratigrafia del Quaternario e delle successioni vulcaniche.

FINESTRA 8.2 — CRONOLOGIA RELATIVA E «ASSOLUTA»

Datare uno strato o un evento geologico significa collocarlo nel tempo o in modo relativo, precisando cioè se è semplicemente più recente o più antico di un altro, oppure in modo «assoluto», attribuendogli una età espressa in anni. Tra i metodi di datazione «assoluta», i metodi di datazione radiometrica sono di gran lunga i più importanti e di più vasta applicazione (§ 8.6.1). I dati radiometrici sono fortemente cercati e auspicabili ma, come vedremo, contrariamente a quanto si potrebbe pensare, le datazioni relative basate sui fossili sono, per diversi motivi, molto più precise ed affidabili. Altri metodi di «datazione assoluta», come ad esempio il metodo del conteggio delle varve annuali lacustri del Pleistocene, possono consentire la massima precisione, ma sono di applicazione molto limitata. È importante tener presente che la ricostruzione delle successioni stratigrafiche della Terra e la messa a punto di una scala del tempo geologico di riferimento globale sono state fondate sui mezzi tempodiagnostici relativi e non sulle datazioni radiometriche. Le datazioni radiometriche, almeno in certi casi, possono costituire un buon mezzo di correlazione, anche se di norma non preciso e affidabile come le correlazioni biostratigrafiche, ma la misura quantitativa del tempo geologico (geocronometria) costituisce solo un complemento, anche se molto importante, della scala del tempo geologico.

8.5 — LA BIOSTRATIGRAFIA

La *biostratigrafia* è lo studio della distribuzione stratigrafica dei fossili. Lo scopo della biostratigrafia è quello di organizzare gli strati in unità basate sul loro contenuto in fossili (ISG, 1976). I fossili sono documenti oggettivi dell'evoluzione biologica, fenomeno progressivo e irreversibile, che non si ripete mai (§ 4.12.5); dunque la documentazione paleontologica, nel suo complesso, varia nel tempo in modo irreversibile e irripetibile: ogni taxon fossile presenta dei precisi limiti di distribuzione stratigrafica ed è cioè esclusivo di un ben determinato tempo. I fossili costituiscono il mezzo più efficace, ancora oggi insostituibile, per correlazioni accurate e precise che approssimano le cronocorrelazioni e, cioè, per ordinare nel tempo le successioni sedimentarie della Terra. Le attuali suddivisioni stratigrafiche del nostro pianeta costituiscono primariamente il risultato degli studi biostratigrafici. È tuttavia intuitivo che l'applicazione del metodo biostratigrafico non è così semplice e idilliaco come potrebbe sembrare ad un'analisi superficiale. Le differenti interpretazioni tassonomiche e la soggettività delle determinazioni, la limitata distribuzione geografica della maggior parte dei taxa e la difficoltà di stabilire con precisione la loro distribuzione nel tempo rendono molto complesso il tentativo di una classificazione biostratigrafica delle successioni sedimentarie fossilifere in unità ben definite e con un preciso significato cronologico relativo.

Il metodo biostratigrafico è ben applicabile solo dall'inizio del Fanerozoico, in quanto la documentazione paleontologica dell'Archeano e del Proterozoico è ancora troppo scarsa per poter essere utilizzata (cap. 5).

8.5.1 – Le unità della biostratigrafia

L'unità fondamentale della classificazione biostratigrafica è la *biozona*. Una biozona è costituita da un intervallo stratigrafico caratterizzato da un peculiare contenuto in fossili che consente, in una determinata area, di differenziarlo dagli intervalli stratigrafici adiacenti. Una biozona può comprendere un solo strato, una sua sola parte, o successioni potenti migliaia di metri; può estendersi ad un'area molto limitata o avere una estensione regionale o addirittura globale. Le biozone possono essere raggruppate in *superbiozona* (o *superzone*) o anche suddivise in *sottobiozone* (o *sottozone*). Per designare un intervallo stratigrafico privo di fossili si può utilizzare il termine informale di *interzona sterile* (fig. 8.12c), quando questo è compreso tra due biozone, oppure di *intrazona sterile*, quando è compreso nell'ambito di una biozona.

È implicito nel concetto di biostratigrafia che per la definizione di una biozona non

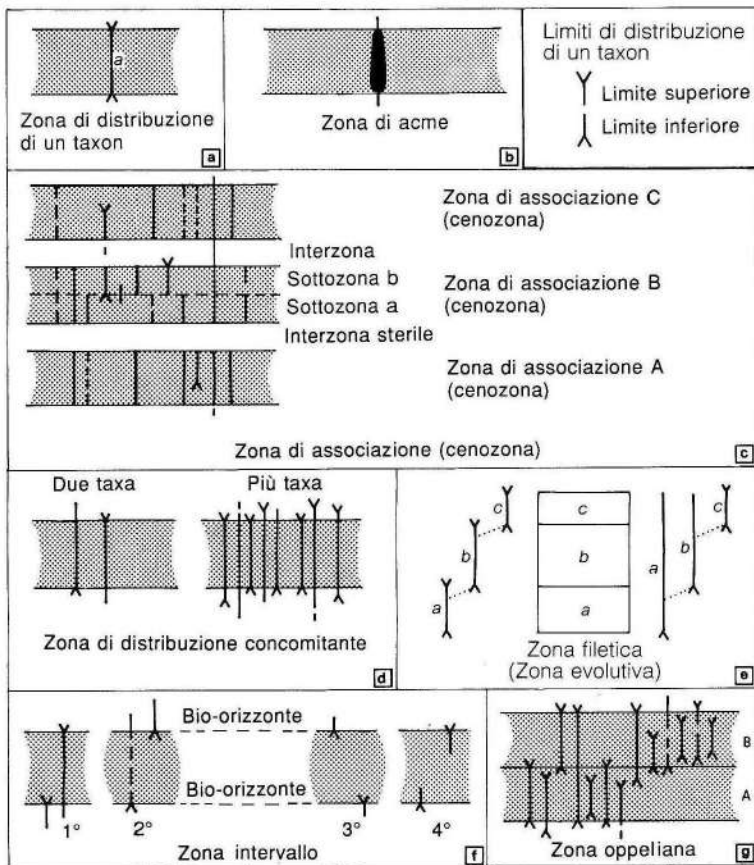


Fig. 8.12 – Schema riassuntivo dei principali tipi di biozone (da ISG, 1976).

possono essere utilizzati fossili risedimentati da formazioni più antiche o fossili «infiltrati»² da formazioni più recenti.

Contrariamente a quanto si potrebbe immaginare, la storia della definizione e del significato dei diversi tipi di biozona è quanto mai controversa. Esiste ad esempio una certa differenza, anche se solo formale, tra la definizione delle unità biostratigrafiche della ISG (1976) e quella del NASC (1983). Secondo l'interpretazione della ISG, che pare ancora quella di uso più comune, vengono distinti i seguenti tipi di biozona: la *zona di associazione*, la *zona di distribuzione* (nelle sue quattro accezioni), la *zona di acme* e la *zona di intervallo*. Va sottolineato che i diversi tipi di biozona non si escludono a vicenda e che la stessa successione stratigrafica può essere suddivisa contemporaneamente con diversi tipi di biozona.

a) ZONA DI ASSOCIAZIONE O CENOZONA (*Assemblage Zone*) (fig. 8.12c)

Una zona di associazione biostratigrafica, o *cenozona*, è una successione di strati che si distingue dagli strati adiacenti per il suo contenuto di fossili, che, considerato nella sua totalità, costituisce una associazione naturale (ISG, 1976). Questa zona può essere definita tramite l'associazione di tutti i fossili rinvenuti nella successione oppure da uno o più taxa (ad esempio zona di associazione a foraminiferi, zona di associazione a foraminiferi e nanofossili calcarei, ecc.). La zona di associazione è definita anche tramite gruppi particolari di fossili; esistono cioè, ad esempio, zone di associazione a fossili planctonici, fossili bentonici, vegetali, ecc.

La cenozona viene generalmente denominata tramite due o più dei suoi taxa diagnostici (ad esempio, cenozona a *Nummulites brongniarti*, *N. perforatus* e *Alveolina elongata* che caratterizza la parte terminale dell'Eocene medio). Qualunque sia la composizione faunistica o floristica di questa zona, si suppone che i suoi taxa «siano vissuti assieme o siano morti assieme o si siano accumulati assieme o, in ogni caso, siano stati sepolti assieme» (ISG, 1976). L'uso più utile e corretto possibile di questa biozona richiederebbe la comprensione del significato delle diverse componenti dell'associazione fossile, come l'individuazione degli elementi bentonici autoctoni rispetto a quelli eventualmente trasportati dalle correnti dopo la morte da paleoambienti diversi, o la determinazione degli elementi planctonici e nectonici che vivevano nella massa d'acqua sovrastante.

La biozona di associazione ha un significato soprattutto ambientale e, come tale, può essere ripetitiva. Le comparse e le scomparse dei diversi taxa, la cui associazione definisce la biozona, in genere non coincidono; ne consegue che nel posizionamento dei limiti esiste un largo margine per l'interpretazione. Va tenuto presente che, per definizione, la distribuzione stratigrafica dei taxa dell'associazione può estendersi oltre quella dei limiti della zona stessa. Questa biozona, in definitiva, può essere utile solo per correlazioni locali.

La zona di associazione, per questi particolari requisiti, differisce profondamente dalle altre biozone di uso corrente e costituisce un ponte concettuale tra biostratigrafia ed ecobiostratigrafia (Finestra 8.3).

² L'infiltrazione di sedimenti (e fossili) più recenti in rocce più antiche può essere dovuta semplicemente al riempimento di fessure per gravità oppure alla formazione dei «filoni sedimentari», cioè all'intrusione nelle fratture di sedimenti sottoposti ad elevate pressioni (carico sedimentario, pressione idrostatica, ecc.).

b) ZONE DI DISTRIBUZIONE (*Range-Zones*)

Una biozona di distribuzione è costituita dalla successione di strati che rappresentano la distribuzione stratigrafica di uno o più elementi scelti tra i taxa fossili presenti. Con il termine di distribuzione ci si riferisce alla massima diffusione orizzontale e verticale dei taxa considerati. Esistono diversi tipi di zone di distribuzione:

b1) *Zona di distribuzione di un taxon (Taxon Range Zone)* (fig. 8.12a)

È la successione stratigrafica compresa tra la presunta origine e la presunta estinzione di un taxon (specie, genere, famiglia, ecc.). Ad esempio, la zona di distribuzione di *Cystograptus vesiculosus* (graptolite del Llandovery, Siluriano inferiore), comprende l'insieme degli strati, sia in dimensione orizzontale (geografica) sia verticale (stratigrafica), che contengono esemplari di questa specie. La validità di questo tipo di biozona è condizionata dalla validità del taxon su cui è fondata e dall'oggettiva possibilità di determinare i punti di effettiva origine ed estinzione. La definizione di questa zona dipende esclusivamente dalla distribuzione del taxon che la caratterizza e pertanto non è necessario ricorrere ad uno stratotipo, anche se sezioni di riferimento possono essere utili (ISG, 1976). Il significato di questa biozona è strettamente legato al concetto di evoluzione: la distribuzione nel tempo del taxon permette di collocare un certo intervallo stratigrafico nella storia della Terra. Non va mai dimenticato che la presenza di un taxon è sempre legata a determinate condizioni ambientali locali. L'improvvisa comparsa o scomparsa di un taxon può essere l'indizio di una brusca variazione ambientale o di una lacuna sedimentaria (§ 8.5.2h), anziché di un rapido fenomeno evolutivo.

b2) *Zona di distribuzione concomitante (Concurrent Range Zone)*; (figg. 8.12d; 8.13; 8.14)

È una successione di strati definita dalla parte coincidente delle zone di distribuzione di due o più taxa. I taxa che definiscono questa zona non coesistono al di fuori di essa. Nel caso più semplice, in cui la zona è definita da due taxa, il limite inferiore è definito tramite la comparsa di un taxon e il limite superiore dalla scomparsa di un altro taxon. La zona di distribuzione concomitante, ricorrendo all'utilizzazione di due o più taxa, presenta un significato cronologico più affidabile rispetto alla zona di

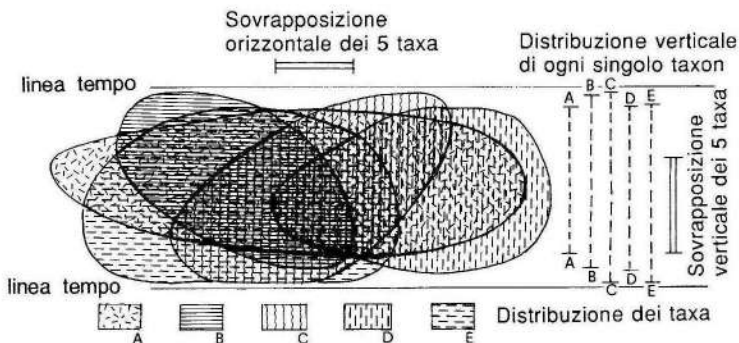


Fig. 8.13 – Lo schema illustra la variazione nella estensione geografica e stratigrafica di una zona concomitante in funzione del numero di taxa presi in considerazione. Le due righe con doppio tratto indicano l'estensione della zona quando vengono utilizzati tutti e cinque i taxa (da ISG, 1976).

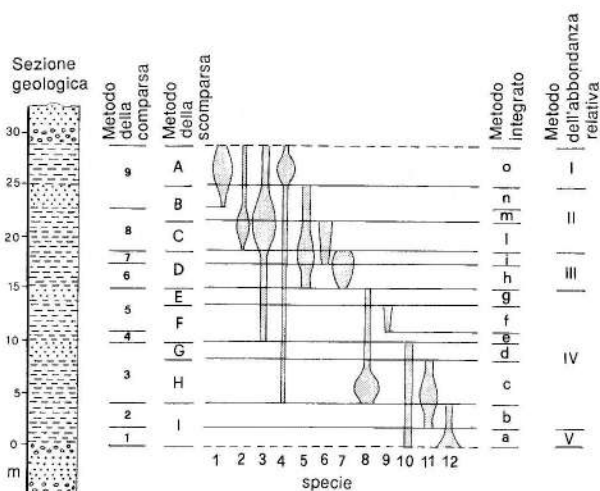


Fig. 8.14 – I «metodi» della comparsa, della scomparsa e dell'abbondanza relativa per definire le biozone nella stessa sezione stratigrafica. Il metodo della scomparsa è tradizionalmente utilizzato nello studio della stratigrafia del sottosuolo; non solo perché durante le perforazioni si procede dall'alto verso il basso e quindi le scomparse costituiscono il dato più immediato a disposizione dell'operatore, ma anche perché i fanghi di perforazione possono continuare a trasportare in superficie detriti con fossili indicatori di una certa biozona anche dopo il suo attraversamento. Il metodo delle comparse, qualora applicabile, è di regola più affidabile nelle sezioni stratigrafiche caratterizzate da un intenso processo di rielaborazione (§ 8.5.2f1). Il metodo «integrato» assicura, ovviamente, un più elevato potere di suddivisione stratigrafica (§ 8.5.2f2). Il metodo della zona di acme o dell'abbondanza relativa è generalmente valido solo su brevi distanze (l'ampiezza delle linee è proporzionale all'abbondanza degli esemplari). In generale si può osservare che la scelta del metodo è «opportunistica» e dipende dalle situazioni in cui opera il biostratigrafo (da Eicher, 1976 con modifiche).

distribuzione di un singolo taxon. Essa inoltre dovrebbe consentire, almeno potenzialmente, di ottenere una migliore risoluzione stratigrafica (§ 8.5.2f). Le correlazioni tramite questa biozona sono quelle che approssimano maggiormente il concetto di cronocorrelazione; va sempre tenuto presente, però, che la sovrapposizione nella distribuzione temporale di due taxa può dipendere anche da fattori paleoambientali e che, dunque, anche il valore di questa zona come mezzo di cronocorrelazione è un'ipotesi da documentare caso per caso.

Come nella situazione precedente, per definire la biozona non occorre una sezione stratotipica, ma sarebbe utile la citazione di sezioni di riferimento. Un esempio di zona a distribuzione concomitante, denominata tramite due taxa diagnostici, è la zona a *Globorotalia margaritae*-*Globorotalia puncticulata* (MPL3) del Pliocene inferiore del Mediterraneo (fig. 8.28).

b3) *Zona oppeliana* (*Oppel Zone*) (fig. 8.12g)

Il concetto di zona oppeliana, dal nome del grande stratigrafo tedesco Albert Opel (1831-1865), coincide in larga misura con quello di zona concomitante; la definizione e la collocazione dei limiti della zona oppeliana presentano, tuttavia, un notevole margine di elasticità e anche di soggettività che può essere molto utile. In pratica nella zona oppeliana non si richiede, come avviene nella zona di concomitanza, una completa sovrapposizione dei taxa che la definiscono; inoltre la zona può essere identificata anche dove mancano alcuni dei suoi taxa diagnostici o addirittura il taxon

con cui viene denominata. Generalmente la parte basale della zona è caratterizzata da nuove comparse, la parte superiore da estinzioni e la parte centrale da una sostanziale presenza contemporanea dei taxa diagnostici. In definitiva, non esistono criteri generali precisi per collocare i limiti della zona oppeliana. Secondo l'ISG (1976) la zona oppeliana è utilizzata di regola in una singola bioprovincia. Come per tutte le altre biozone anche i suoi limiti possono dipendere da comparse o da scomparse di taxa imputabili a variazioni paleoambientali, lacune sedimentarie, ecc., anziché a fenomeni evolutivi. Anche in questo caso, come nei due precedenti, la zona non è definibile con uno stratotipo, ma sarebbe utile comunque disporre di sezioni di riferimento. Questa biozona prende il nome da uno dei suoi taxa diagnostici, ad esempio zona oppeliana a *Siphogenerinoides bramletti* del Miocene del Portogallo, che può anche non essere presente ovunque.

b4) Zona filetica (*Lineage Zone*) (fig. 8.12e)

La zona filetica comprende la successione di strati che contiene gli esemplari che rappresentano il segmento di una linea evolutiva; i suoi limiti sono definiti da cambiamenti nelle caratteristiche della linea. La zona filetica può corrispondere praticamente alla zona di distribuzione di un singolo taxon (fig. 8.12e, a sinistra) oppure ad una zona di distribuzione concomitante (fig. 8.12e, a destra) considerate nel contesto di una linea evolutiva. Le difficoltà implicite in questo tipo di classificazione biostratigrafica dipendono dalla soggettività delle osservazioni sulle variazioni morfologiche e sulle determinazioni tassonomiche dei reperti. L'utilizzazione di questa biozona è condizionata dalla possibilità di riconoscere oggettivamente le relazioni antenato-discendente nella documentazione fossile.

c) ZONA DI ACME (*Acme-Zone*) (fig. 8.12b)

Seguendo la sua definizione più semplice, la zona di acme è costituita da una successione di strati caratterizzati «... dalla massima abbondanza o sviluppo di certe forme, senza riguardo alla loro associazione o alla loro distribuzione» (ISG, 1976). La zona, dunque, corrisponde ad un insieme di strati in cui è massima l'abbondanza degli esemplari di una specie o la diversità specifica di un genere o di qualsiasi altro taxon. La biozona prende il nome dalla forma più frequente che la caratterizza, ad esempio zona di acme a *Cyrtograptus purchisoni* del Wenlock (Siluriano). Il valore delle zone di acme per la cronocorrelazione è discutibile e va analizzato, come sempre del resto, caso per caso. La massima abbondanza di una specie e la massima diversità specifica di un genere dipendono da particolari situazioni paleoambientali-paleoclimatiche, che possono ripetersi nel tempo o, comunque, essere diacrone in aree diverse. È obbligatoria la scelta di una sezione di riferimento.

d) ZONA DI INTERVALLO (*Interval-Zone*) (figg. 8.12f; 8.25)

La zona di intervallo comprende gli strati tra due distinti orizzonti biostratigrafici. I due *bio-orizzonti*, che costituiscono rispettivamente il limite inferiore e superiore, possono essere definiti indifferentemente dall'estinzione o dalla comparsa di un taxon. Possono quindi presentarsi le quattro possibilità illustrate nella fig. 8.12f. Generalmente la biozona prende il nome dai due bioeventi che definiscono rispettivamente il limite inferiore e quello superiore (della biozona), facendo precedere quello che definisce il limite inferiore; ad esempio zona di intervallo a *Globigerinoides sica-*

nus/Orbulina suturalis (fig. 4.23). Talora però si usa designare questa biozona con il nome di un taxon tipico, ma non esclusivo, della zona, mantenendo come limiti i due bio-orizzonti che la definiscono. Ad esempio, è designata come zona a *Ericsonia subdisticha* (Eocene superiore) il bio-intervallo compreso tra l'estinzione di *Discoaster barbadiensis* (e/o *D. saipanensis*) e l'estinzione di *Ericsonia formosa* (fig. 8.26).

È consigliabile la scelta di una sezione di riferimento per definire la base della biozona.

		S I L U R I A N O				
Periodo/ Sistema	Epoca/ Serie	Piano/Età		Biozone		m.a
				Graptoliti	Conodonti	
D	D ₁	Lochkovian		<i>Monograptus uniformis</i>	<i>Icriodus woschmidti woschmidti</i>	410
S I L U R I A N O	Pridoli			<i>Monograptus transgrediens</i> <i>Monograptus parulimus</i>	<i>Ozarkodina remscheidensis</i> <i>eosteinhornensis</i>	
	Ludlow	Ludfordian		<i>Bahemograptus</i>	<i>Ozarkodina crispa</i> <i>Ozarkodina snajdi</i>	
				<i>Saetograptus leintwardinensis</i>	<i>Polygnathoides siluricus</i>	
		Gorstian		<i>Pristiograptus tumescens</i> <i>Saetograptus incipiens</i>	<i>Ancoradella ploeckensis</i>	
	<i>Lobograptus scanicus</i>					
	<i>Neodiversograptus nilssoni</i>					
	Wenlock	Homerian	Gleedon	<i>Monograptus ludensis</i>	<i>Ozarkodina bohemica bohemica</i>	
				<i>Gothograptus nassa</i>		
		Sheinwoodian	Whitwell	<i>Cyrtograptus lunggreni</i>		
				<i>Cyrtograptus elliesae</i> <i>Monograptus flexilis</i> <i>Cyrtograptus rigidus</i>		<i>Ozarkodina sagitta sagitta</i>
				<i>Monograptus riccartonensis</i> <i>Cyrtograptus purchisoni</i> <i>Cyrtograptus centrifugus</i>		<i>Ozarkodina sagitta thenana</i>
	Llandovery	Telychian		<i>Monoelmacis crenulata</i>	<i>Pterospathodus amorphognathoides</i>	
				<i>Monoelmacis griestoniensis</i>		
<i>Monograptus crispus</i>				<i>Pterospathodus celloni</i>		
<i>Spirograptus turriculatus</i>						
Aeronian		<i>Monograptus sedgwickii</i>	<i>Distomodus stauragnathoides</i>			
		<i>Monograptus convolutus</i>				
Rhuddanian		<i>Coronograptus gregarius</i>	<i>Distomodus kentuckyensis</i>			
		<i>Coronograptus cyphus</i>		<i>argenteus</i> <i>magnus</i> <i>triangulatus</i>		
				<i>cyphus</i> <i>acinaces</i>		
		<i>Cystograptus vesiculosus</i> = <i>atavus</i> <i>Akidograptus acuminatus</i>				
O	Ashgill	Hirnantian		<i>Glyptograptus persculptus</i>		438

Fig. 8.15 – Biozonazione a graptoliti e a conodonti del sistema Siluriano. L'integrazione di due (o più) biozonazioni può aumentare, come in questo caso, il potere di suddivisione stratigrafica (risoluzione stratigrafica). Si noti come un intervallo di 28 milioni di anni venga suddiviso in 30 biozone a graptoliti.

8.5.2 – La correlazione biostratigrafica

a) EVENTI OMOTASSICI, BIOCORRELAZIONE E CRONOCORRELAZIONE

Con l'espressione *correlazione biostratigrafica* si intende stabilire la correlazione delle successioni sedimentarie della Terra tramite la corrispondenza del contenuto paleontologico e della posizione stratigrafica (fig. 8.15). Tutte le unità biostratigrafiche presentano una continuità laterale più o meno estesa e quindi si prestano a bio-correlare sezioni stratigrafiche di aree più o meno lontane. Gli stratigrafi usano le biocorrelazioni con lo scopo fondamentale di approssimare le cronocorrelazioni.

D'Orbigny (1802-1857) è stato il primo autore a definire una successione sistematica di associazioni di fossili, indipendenti dalla litologia, che coprivano tutta la scala stratigrafica allora nota. Egli riteneva che tali associazioni fossero utilizzabili per cronocorrelazioni globali. Questa convinzione era però ancorata al suo modello delle catastrofi e delle successive creazioni (§ 1.2.8), eventi per definizione globali e sincroni, modello non accettato neppure dai suoi contemporanei. Molti stratigrafi nella seconda metà dell'Ottocento (in particolare Huxley, 1862), quindi anche dopo la scoperta del fenomeno evolutivo, avanzarono molti dubbi sulla affidabilità dei fossili come mezzi tempo-diagnostici. L'utilizzazione dei fossili come mezzo per approssimare le cronocorrelazioni è fondata essenzialmente su due punti:

a) il riconoscimento dell'*omotassia* degli eventi, cioè del ripetersi nello stesso ordine stratigrafico degli eventi paleontologici in successioni stratigrafiche diverse e molto lontane (le successioni stratigrafiche caratterizzate da *eventi omotassici* vengono indicate come omotassiche) (fig. 8.16).

b) la convinzione che, al loro apparire, le nuove specie si diffondano rapidamente su tutto il loro areale.

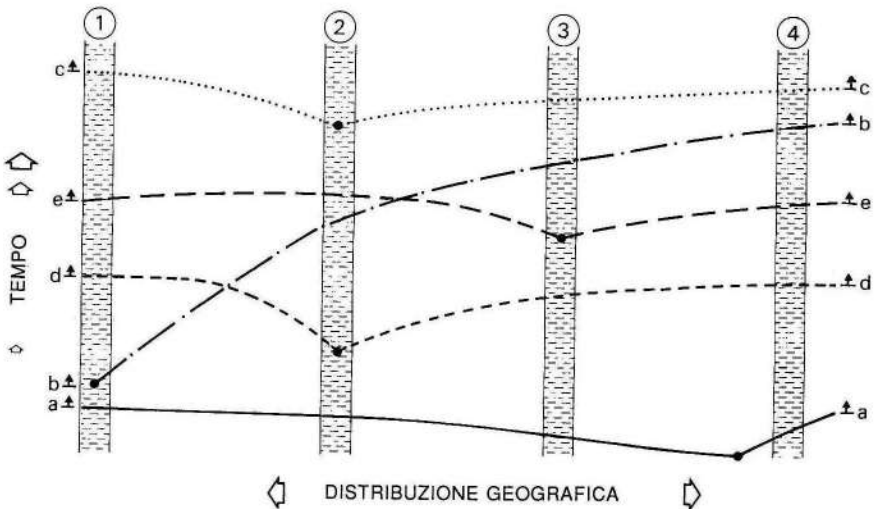


Fig. 8.16 – Consideriamo 4 successioni stratigrafiche caratterizzate dagli eventi omotassici *a, b, c*. Se successivamente si prende in considerazione anche l'evento *d*, si osserva che la successione *a, d, b, c* rimane omotassica nelle sezioni 2, 3 e 4 ma, nella sezione 1, *b* viene a precedere *d*. Se si prende in considerazione anche l'evento *e* si arriva a dimostrare che l'evento *b* si manifesta in tempi molto diversi nelle quattro successioni (evento diacrono). Questo schema permette di capire che quanto più i taxa si sono diffusi o estinti rapidamente nei loro areali, tanto più le biocorrelazioni tramite questi taxa approssimeranno le cronocorrelazioni (da Scott, 1985, con modifiche).

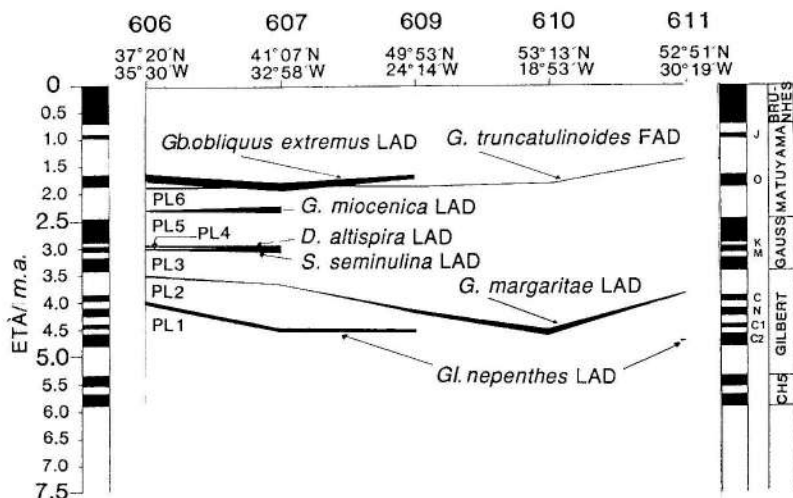


Fig. 8.17 – Correlazione biostratigrafica delle successioni stratigrafiche di cinque pozzi (vedi in alto i loro numeri e le loro rispettive coordinate geografiche) carotati nell'Atlantico Settentrionale. I FAD ed i LAD delle specie (foraminiferi planctonici) sono calibrati con le inversioni di magnetopolarità (§ 8.6.2) «registrate» in tutte le cinque successioni. La scelta temporale delle inversioni di magnetopolarità (§ 8.6.2c) è stata riportata ai lati dello schema per facilitarne la lettura. Si noti che i bioeventi sono omotassici, ma che alcuni sono marcatamente diacroni. (G = *Globorotalia*; G1. = *Globigerina*; Gb = *Globigerinoides*; D = *Dentogloboquadrina*; S = *Sphaeroidinellopsis*) (da Weaver & Clement, 1986).

Il riconoscere successioni omotassiche è tutt'ora un'operazione prioritaria, condotta con lo scopo di tradurre l'omotassia delle successioni stratigrafiche in relazioni temporali: se più successioni stratigrafiche sono caratterizzate da eventi omotassici, questi eventi sono più o meno approssimativamente cronocorrelabili. D'altra parte, se gli eventi non sono omotassici, evidentemente essi sono *diacroni*, cioè si manifestano per definizione in tempi diversi nelle diverse successioni stratigrafiche.

Se le migrazioni fossero molto lente e unidirezionali, come ipotizzava Huxley, le successioni omotassiche potrebbero non essere penecontemporanee e il metodo biostratigrafico non potrebbe essere utilizzato con successo nelle cronocorrelazioni. Se si ammette invece che la diffusione delle specie avvenga in tutte le direzioni e soprattutto in tempi geologici molto brevi, allora la penecontemporaneità degli eventi omotassici diviene una conseguenza razionale.

Dalla fine dell'Ottocento prevalse nettamente la tendenza a considerare il metodo biostratigrafico essenziale per una stima del tempo di deposizione degli strati fossiliferi. Questa tendenza fu determinata, oltre che dall'accettazione della biostratigrafia come espressione della relazione evoluzione-tempo, anche dalla consapevolezza che non esistevano metodi alternativi.

È evidente che tra gli eventi omotassici possono presentarsi sia eventi veramente sincroni, sia eventi diacroni, ma non tanto diacroni (tempo/trasgressivi) da anticipare o precedere gli altri eventi omotassici. Un metodo, esclusivamente biostratigrafico, per riconoscere il grado di diacronia di eventi omotassici consiste nell'inserimento di ulteriori eventi, nell'ambito delle successioni omotassiche considerate (fig. 8.16). In pratica, gli eventi che mantengono un ordine omotassico in un'area molto vasta e sono separati da piccoli intervalli temporali hanno minori probabilità di essere diacroni (Scott, 1985).

In questi ultimi 30 anni, il grande progresso dei metodi di datazione radiometrica e l'introduzione della stratigrafia paleomagnetica applicata allo studio di un numero

enorme di successioni stratigrafiche, sia in mare sia in terra, hanno consentito di confermare la validità del criterio dell'omotassia e di verificare il grado di sincronismo di alcuni eventi biostratigrafici in un attendibile contesto geocronologico e geocronometrico (figg. 8.17; 8.34).

Le nuove metodologie, applicate di routine, hanno permesso di superare difficoltà non affrontabili con il solo metodo biostratigrafico, soprattutto a livello di correlazioni globali di dettaglio; nel contempo, però, hanno sostanzialmente confermato la validità del metodo biostratigrafico, ribadendo che la biostratigrafia fornisce uno strumento essenziale e insostituibile, anche se talora impreciso, per le cronocorrelazioni. Occorre sempre ricordare che le attuali suddivisioni stratigrafiche standard della scala cronostatigrafica globale sono state ottenute tramite il metodo biostratigrafico e che, almeno fino agli anni '60, le correlazioni biostratigrafiche hanno costituito, sia concettualmente sia praticamente, l'unico mezzo per approssimare le cronocorrelazioni. Anche oggi la biostratigrafia costituisce il metodo più semplice, più immediato, più economico e spesso più preciso per approssimare le cronocorrelazioni.

b) FOSSILI GUIDA

Tutti gli organismi compaiono e scompaiono sulla scena della vita e quindi anche i loro resti fossili, essendo caratterizzati da una comparsa e da una scomparsa, sono potenzialmente utili come elementi tempo-diagnostici. Appare ovvio, tuttavia, che i fossili più «utili» per approssimare le cronocorrelazioni, i cosiddetti *fossili guida*, devono presentare contemporaneamente le seguenti caratteristiche:

- 1) Distribuzione temporale molto limitata.

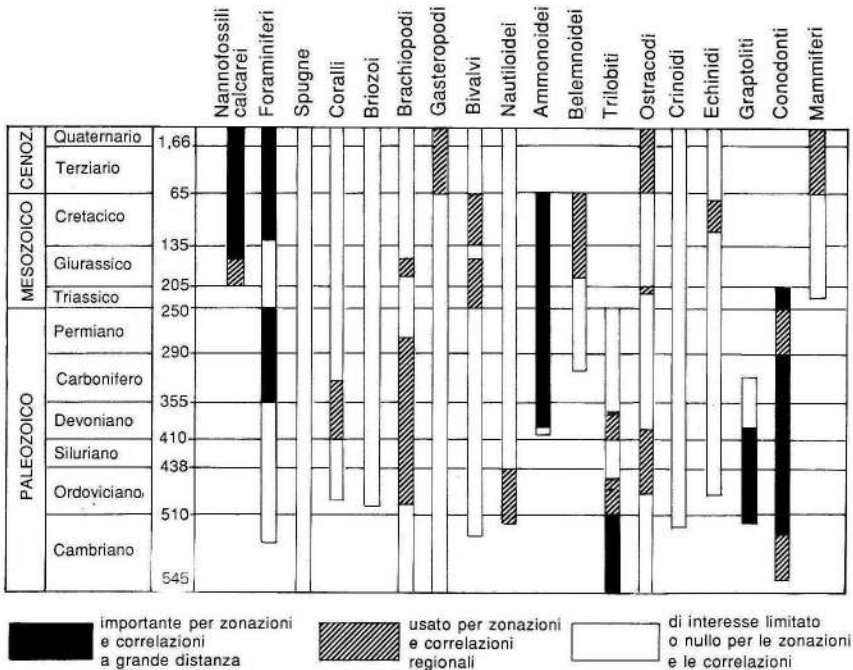


Fig. 8.18 - Valore biostratigrafico di alcuni taxa nei diversi periodi della storia della Terra.

Tale condizione implica evidentemente una evoluzione molto rapida della linea filetica a cui appartiene il taxon. Tanto più è ridotta la distribuzione temporale di un taxon, tanto più è elevato il suo potere di risoluzione stratigrafica e cronologica.

2) Ampia distribuzione geografica.

Tanto più ampia è la distribuzione geografica dei taxa, tanto più ampia è la possibilità di correlazione stratigrafica. Gli organismi planctonici, gli organismi bentonici con fase larvale planctonica e quelli nectonici sono quelli che presentano gli areali più estesi.

3) Indipendenza dai fattori edafici e batimetrici.

La distribuzione degli organismi planctonici e nectonici è controllata dai parametri fisico-chimici (temperatura, salinità, ecc.) delle masse d'acqua, mentre la distribuzione degli organismi bentonici, oltre che da tali parametri, è controllata anche dai parametri fisico-chimici del substrato (fattori edafici) e dalla batimetria. Ne deriva che gli organismi bentonici, anche se nella maggior parte dei casi dotati di una fase larvale a vita planctonica che ne aumenta la potenzialità di diffusione, presentano una distribuzione più irregolare e meno ampia degli organismi planctonici.

È per questo motivo che i fossili planctonici e nectonici (foraminiferi planctonici, nanfossili calcarei, ammoniti, graptoliti, ecc.), che di regola hanno anche una distribuzione geografica più ampia degli organismi bentonici (punto 2), sono utilizzati con maggior frequenza in biostratigrafia (fig. 8.18).

Va tenuto presente che esistono buoni fossili guida anche tra i fossili bentonici (ad es. i trilobiti nel Paleozoico inferiore e le rudiste nel Cretacico). Si tratta evidentemente di taxa in rapida evoluzione, che si diffondevano rapidamente nell'ambito di singoli bacini, ma che non sono utilizzabili per correlazioni più ampie a livello oceanico.

4) Grande velocità di diffusione.

Dopo la sua origine, una specie impiega un certo tempo per colonizzare l'area in cui trova favorevoli condizioni di vita. Una grande velocità di diffusione delle nuove

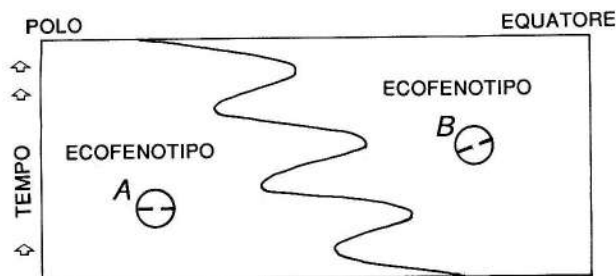


Fig. 8.19 – L'osservazione della variazione nel tempo dei caratteri morfologici delle specie, o più in generale dei morfotipi, costituisce la base per la ricostruzione delle linee evolutive e il fondamento essenziale del metodo biostratigrafico. Va tenuto presente, però, che anche le condizioni paleoambientali possono esercitare un controllo sulla morfologia delle specie. Ne consegue che una variazione ecofenotipica, e come tale plausibilmente ripetitiva e diacrona (a meno che non si possa dimostrare il contrario), potrebbe essere scambiata per una variazione morfologica evolutiva e come tale irreversibile e non ripetitiva. La figura illustra la distribuzione diacrona di due ecofenotipi della stessa specie. La sostituzione dell'eco-fenotipo A (tipico di acque fredde) con l'eco-fenotipo B (tipico di acque più calde) è interpretabile come una graduale scomparsa di A in seguito ad un progressivo fenomeno di miglioramento climatico; questa sostituzione potrebbe però essere erroneamente interpretata, nelle singole sezioni stratigrafiche, come una variazione morfologica evolutiva da una specie A ad una specie B. Nella documentazione stratigrafica la determinazione oggettiva dell'uno o dell'altro caso (cioè variazione morfologica evolutiva o variazione ecofenotipica) è legata soprattutto alla possibilità di provare il sincronismo (variazione evolutiva) o la diacronia (variazione ecofenotipica) del passaggio da A a B, in un'ampia area geografica (da Haq & Worsley, 1982, con modifiche).

specie è evidentemente uno dei requisiti essenziali di un fossile guida: quanto più rapidamente si è diffusa una specie del passato, tanto più è ridotto il diacronismo con cui appare nel suo areale. Anche in questo caso, come nel precedente, il concetto di fossile guida è legato al modo di vita del plancton e del necton.

5) Abbondanza e facilità di ritrovamento.

È intuitivo che non si possono eseguire correlazioni stratigrafiche tramite fossili che si rinvenivano solo raramente o sporadicamente. Il grande successo della micropaleontologia rispetto alla macropaleontologia negli studi biostratigrafici deriva proprio dalla possibilità di rinvenire un grande numero di esemplari, talora in poche decine di grammi (es. dinoflagellati, nannofossili) o in pochi ettogrammi di roccia (es. foraminiferi planctonici), consentendo quindi l'analisi biostratigrafica in continuità verticale e laterale e, comunque, studi biostratigrafici di grande dettaglio.

6) Riconoscimento agevole per evitare interpretazioni tassonomiche diverse ed errori di determinazione.

È evidente che non sarà opportuno scegliere come fossile guida un taxon oggetto di controverse interpretazioni, oppure che richieda, ad esempio, studi sulla microstruttura del guscio.

c) IL CONCETTO DI FAD E LAD

Con le espressioni FAD e LAD dei taxa (*First Appearance Datum* e *Last Appearance Datum*) vengono designate rispettivamente quelle comparse e quelle scomparse evolutive (e come tali irreversibili) che sono state riconosciute come geologicamente sincrone su una grande estensione areale.

Il concetto di FAD e di LAD implica dunque la scelta, tra i tanti eventi evolutivi disponibili, di quelli sincroni regionalmente o anche globalmente. È da sottolineare che il concetto di FAD di una specie comporta un tempo geologicamente «istantaneo» di diffusione dal suo areale di origine; il concetto di LAD di una specie, a sua volta, implica un fenomeno di estinzione geologicamente sincrono in tutto il suo areale.

In conclusione, la struttura portante della biocorrelazione delle diverse successioni sedimentarie della Terra è basata sui FAD e i LAD dei taxa, con la convinzione che la biocorrelazione approssimi la cronocorrelazione.

La definizione delle specie in paleontologia (§ 3.6.1) costituisce un problema di fondo ed è talora di difficile realizzazione, soprattutto in certi gruppi, come ad esempio nei nannofossili calcarei. Il biostratigrafo che utilizza questi taxa rileva, dunque, le comparse e le scomparse di certi morfotipi (spesso senza affrontare il problema del loro significato o della loro corretta definizione specifica) ma, pragmaticamente, solo con l'esigenza di poter comunicare agli altri ricercatori il loro significato biostratigrafico.

I FAD e i LAD, oltre che per definire i limiti delle biozone, possono anche essere utilizzati direttamente nelle biocorrelazioni come bio-orizzonti (*datum planes*, *datum levels*, ecc.), cioè «...superfici di variazione biostratigrafica o definite da un particolare carattere biostratigrafico...»

d) EVENTI ECOBIOSTRATIGRAFICI: SEGNALI BIOLOGICI DELLE VARIAZIONI DEGLI ECOSISTEMI

Non sempre nelle correlazioni biostratigrafiche sono disponibili FAD e LAD utili per correlazioni interregionali o globali. Talora la definizione delle biozone e le cor-

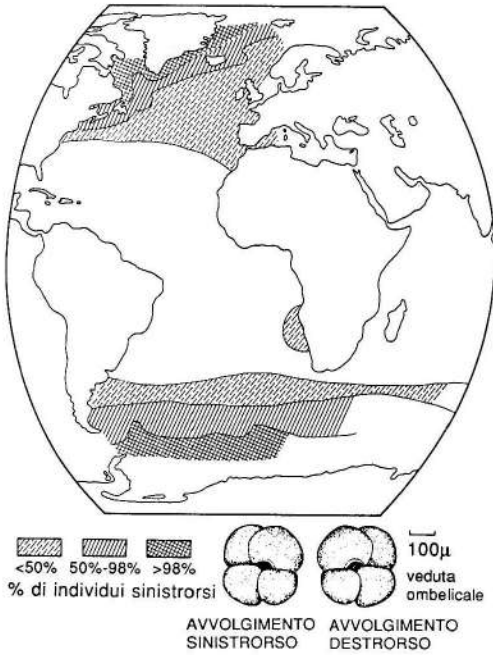


Fig. 8.20 – La direzione dell'avvolgimento, nelle popolazioni attuali di *Neogloboquadrina pachiderma* e di altri foraminiferi planctonici, varia procedendo dalle medie verso le alte latitudini. Nelle acque caldo-temperate predomina l'avvolgimento destrorso, mentre andando verso le acque fredde delle alte latitudini aumenta sempre di più la percentuale degli individui (ecofenotipo) sinistrorsi. In una successione stratigrafica l'aumento della percentuale degli individui con un certo tipo di avvolgimento costituisce un segnale ecobiostratigrafico che può essere utilizzato per le correlazioni stratigrafiche, tenendo ovviamente conto che si tratta di un segnale potenzialmente ripetitivo. In basso a destra sono raffigurati due esemplari di *Neogloboquadrina pachiderma*, uno sinistrorso ed uno destrorso (da Bè & Tolderund, 1971, con modifiche).

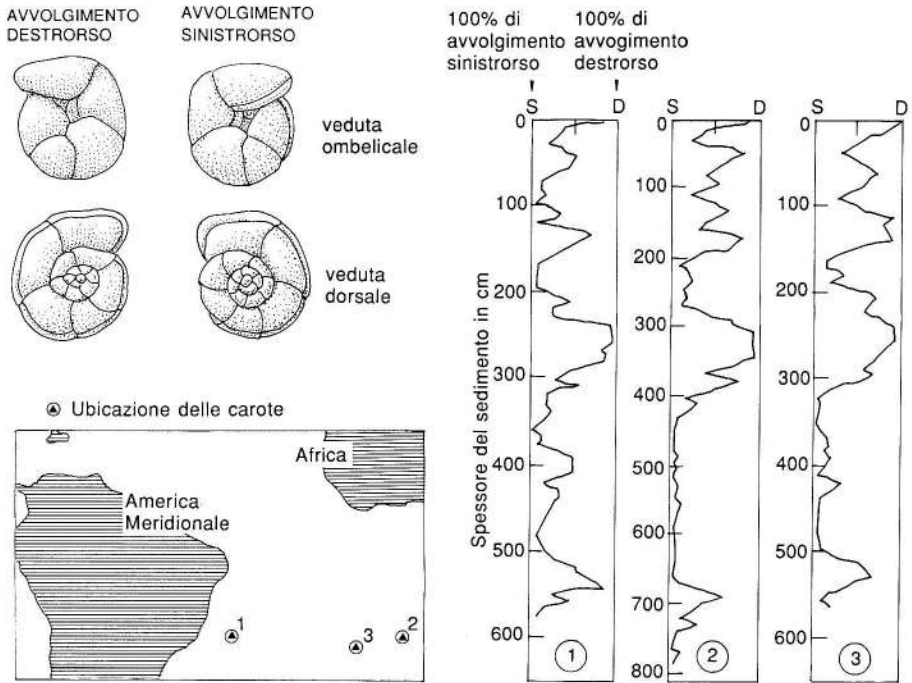


Fig. 8.21 – Correlazione stratigrafica basata sulla variazione della direzione di avvolgimento delle popolazioni di *Globorotalia truncatulinoides*. L'aumento percentuale di un ecofenotipo rispetto all'altro è controllato dalle fluttuazioni climatiche. Le popolazioni della specie presentano un avvolgimento destrorso durante i periodi interglaciali e sinistrorso durante i periodi glaciali (da Eicher, 1976).

relazioni nell'ambito della stessa unità biogeografica, o anche di diverse bioprovince, sono messe a punto anche tramite comparse e/o scomparse (FO = *First Occurrence* e LO = *Last Occurrence*), che non coincidono con i FAD e i LAD delle specie, oppure tramite fluttuazioni della frequenza delle specie (zone di acme). Altre volte ancora le correlazioni sono basate sul cambiamento ecofenotipico (fig. 8.19) di alcune specie di foraminiferi planctonici (figg. 8.20; 8.21) oppure sulle variazioni di associazioni vegetali e/o faunistiche. I FO e i LO, le variazioni morfologiche e di frequenza, come le variazioni delle associazioni, sono evidentemente ancorati a variazioni paleoclimatiche e/o paleogeografiche delle bioprovince (§ 9.4). Questi bioeventi, talora globali, possono essere per definizione ripetitivi, ma se si può dimostrare che sono sincroni o penecontemporanei, diventano essi stessi eventi biostratigrafici tempo-diagnostici. L'inserimento dei bioeventi paleoclimatici e paleoambientali negli schemi biostratigrafici permette di raggiungere un miglior grado di risoluzione stratigrafica; la loro utilizzazione non richiederebbe, almeno in teoria, una giustificazione in chiave di interpretazione paleoambientale: molto pragmaticamente la condizione essenziale per il loro uso risiede nella loro utilità biostratigrafica. L'interpretazione di questi bioeventi, tuttavia, oltre a costituire un'operazione inevitabile (se si vuole ricostruire la storia della Terra), permette di valutare in modo più oggettivo i loro limiti di affidabilità e le loro relazioni con altri bioeventi. L'interpretazione del loro significato paleoambientale richiede il coordinamento di tutti i dati disponibili (evolutivi, paleoecologici, paleoclimatici, paleobiogeografici) in un unico quadro, integrato, quando possibile, con la stratigrafia isotopica e calibrato numericamente tramite la stratigrafia paleomagnetica e/o i dati radiometrici. Questo approccio, che comporta una interpretazione in chiave paleoambientale delle biozone, rientra secondo molti autori in una branca della stratigrafia indicata con il termine *ecostratigrafia*, che letteralmente significa *stratigrafia dell'ecosistema*. Il termine è stato usato in letteratura con diversi significati (Finestra 8.3). In questa sede indicheremo come *ecostratigrafia* l'utilizzazione dei segnali biologici e geologici, che documentano le variazioni paleoambientali, come mezzo di suddivisione stratigrafica e di correlazione, sia nell'ambito di una singola unità, sia di più unità biogeografiche. Con il termine *ecobiostratigrafia* vengono presi in considerazione solo i segnali paleobiologici.

In questa ottica, anche bioeventi di norma trascurabili in una stratigrafia zonale fondata sui «fossili guida», come l'estinzione di forme bentoniche endemiche, le scomparse locali o la migrazione di faune e flore a lunga distribuzione stratigrafica, possono essere incorporati nell'analisi biostratigrafica, come indicatori di variazioni paleogeografiche, paleoambientali e paleoclimatiche.

FINESTRA 8.3 – ECOSTRATIGRAFIA ED ECOBIOSTRATIGRAFIA

Con il termine «Okostratigraphie» Schindewolf (1954) intendeva una suddivisione stratigrafica, locale o regionale, basata sul significato ecologico delle associazioni delle flore e delle faune; tale stratigrafia locale, secondo Schindewolf, non portava «alcun chiarimento valido alla stratigrafia» (si legga *cronostratigrafia*) ed era da interpretare come una *prostratigrafia*, in pratica come la litostratigrafia.

L'*ecostratigrafia* di Schindewolf è stata riproposta molti anni dopo da Martinsson (1973) come «... definizione di unità stratigrafiche su base ecologica, biologica e sedimentologica». Dunque, *ecobiostratigrafia* significa definire unità stratigrafiche sul-

la base dei caratteri biologici dell'ecosistema. Nell'accezione di Martinsson le unità ecostratigrafiche, «irregolari e diacrone», sono utilizzate nello studio dei bacini sedimentari e sono poi correlate tra di loro e con la Scala Cronostratigrafica (§ 8.7.3) con tutti i metodi possibili, compreso il metodo biostratigrafico tradizionale. In questa accezione originale, l'ecobiostratigrafia si avvale, dunque, delle metodologie della paleoecologia e l'ecostratigrafia diviene praticamente un sinonimo dell'*analisi di facies* (Hoffman, 1981).

Secondo alcuni autori (ad esempio Krassilov, 1978), le bioprovince sono caratterizzate da una associazione di comunità, molto simili come struttura ecologica, controllate dagli stessi parametri ambientali. Questo gruppo di comunità, per effetto di brusche variazioni geologiche, sarebbe soggetto a rapidi fenomeni di riorganizzazione della sua struttura ecologica, facilmente rilevabili nella documentazione paleontologica. Esiste un certo disaccordo in letteratura sul significato di questo metodo. Condividiamo l'opinione di Hoffman (1981) secondo cui una successione di cenozone ecostratigrafiche sarebbe semplicemente «il prodotto dell'evoluzione, della migrazione e dell'estinzione di specie diverse...». La successione delle cenozone di Krassilov non rifletterebbe alcun processo evolutivo a livello di comunità, ma semplicemente un fenomeno di variazione nell'associazione di taxa determinato dai fenomeni evolutivi e dalla variazione dei parametri ambientali della bioprovincia. In questa ottica la successione dei gruppi di comunità non permette di individuare linee tempo utili per le crono-correlazioni, nè si può sostenere che «la percezione del tempo geologico è derivata dalla successione delle paleobiosfere». È quindi inevitabile un ritorno alla biostratigrafia tradizionale.

Come riconosce la maggior parte degli autori, l'ecobiostratigrafia non comporta l'introduzione di principi nuovi. L'ecobiostratigrafia costituisce il naturale sviluppo della biostratigrafia come tentativo sia di interpretare i bioeventi utilizzati nelle correlazioni biostratigrafiche, sia di dare un contenuto storico, in termini di evoluzione degli ecosistemi, alle biozone nel contesto delle unità biogeografiche. A livello pragmatico l'ecobiostratigrafia si concretizza soprattutto nel recuperare alla stratigrafia i segnali paleoambientali s.l., regionali e/o globali, registrati nella documentazione paleontologica delle unità biogeografiche e favorendo talora una migliore risoluzione stratigrafica.

FINESTRA 8.4 – LA STRATIGRAFIA OLOCENICA DEL MAR BALTICO

Un esempio classico di suddivisione stratigrafica, fondata su unità ecostratigrafiche regionali con un preciso significato cronologico, è dato dalla storia del Bacino Baltico durante l'Olocene (fig. 8.22). In questo breve intervallo di tempo, il Bacino Baltico è caratterizzato dall'alternanza di brevi fasi di isolamento dal Mare del Nord, con l'instaurazione di ambienti lacustri, e fasi di ripristino delle comunicazioni con il conseguente ristabilirsi di un ambiente marino. Ognuna di queste fasi brevi, praticamente isocrone in tutto il Bacino, è stata indicata tramite un genere di molluschi particolarmente rappresentativo, rispettivamente lacustre e marino (Donner, 1965). Nella versione semplificata di figura 8.22 è stata considerata la successione delle tre unità: Mare a *Yoldia* (*Portlandia arctica*, bivalve), Lago ad *Ancylus fluviatilis* (gasteropode) e Mare a *Littorina* (gasteropode).

Le tre unità ecostratigrafiche informali documentano e permettono di riconoscere,

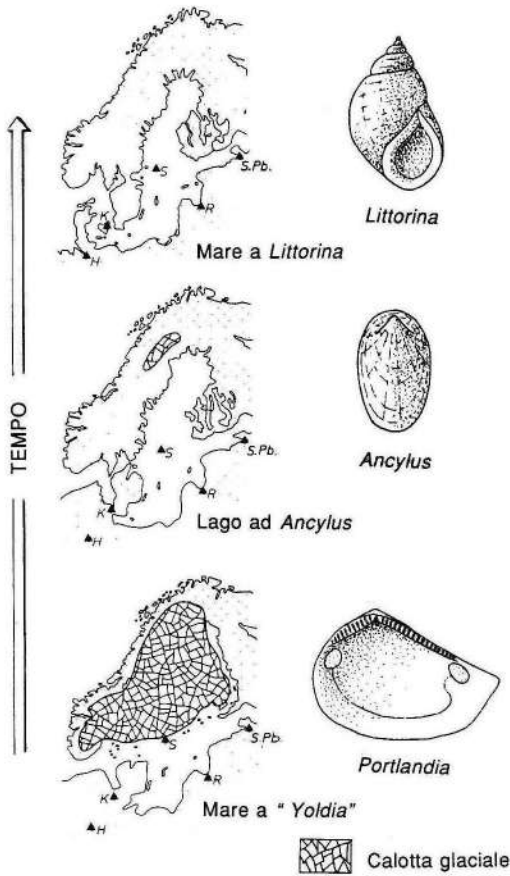
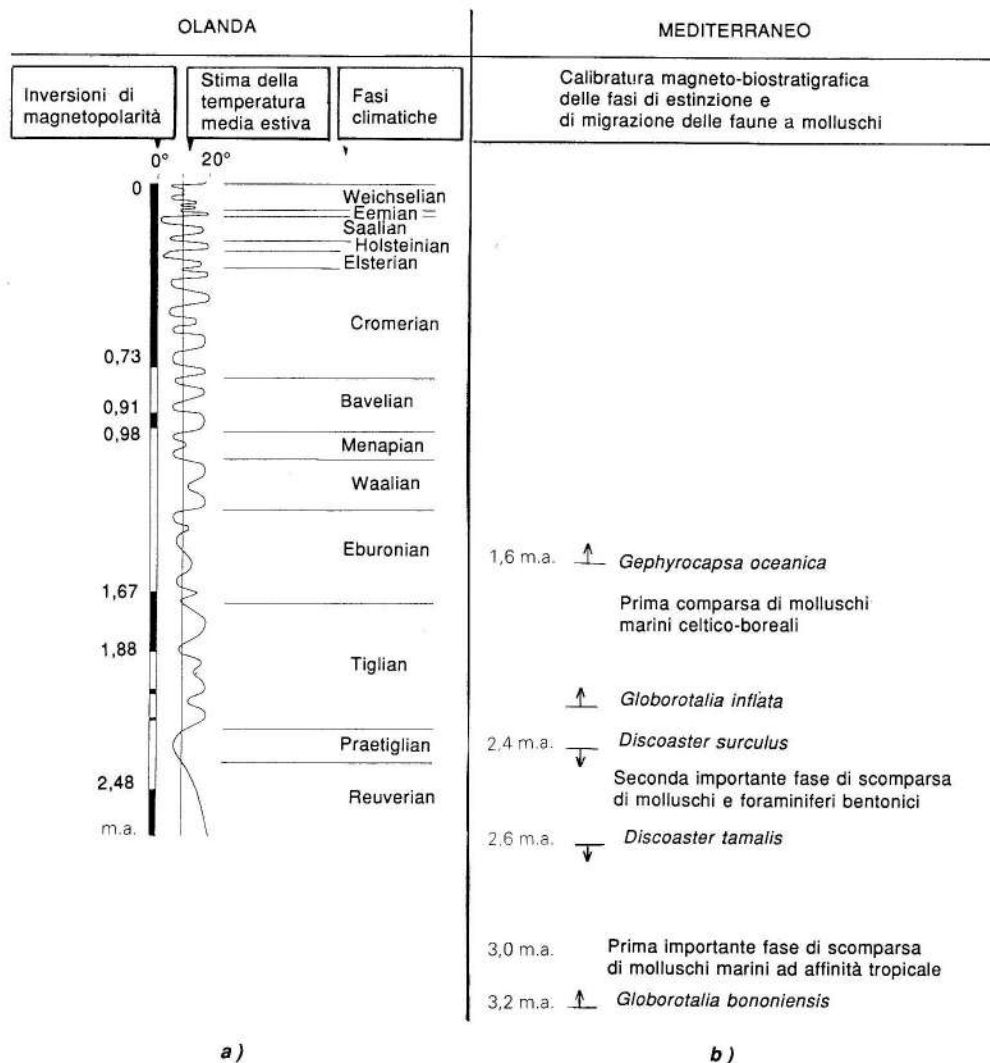


Fig. 8.22 – Tre episodi della classica successione olenica del Mar Baltico: il Mare a *Yoldia*, il Lago ad *Ancylyus* e il Mare a *Littorina* (da Donner, 1965, semplificato).

nell'ecosistema del Mar Baltico, la successione di tre fasi, controllate da un fattore globale, l'innalzamento glacioeustatico del livello del mare (come conseguenza del parziale scioglimento delle calotte glaciali), e da un fattore locale, l'innalzamento isostatico della soglia di comunicazione col Mare del Nord dovuto allo scioglimento della calotta scandinava.

e) ECOBIOSTRATIGRAFIA E CRONO-CORRELAZIONI

Come si è già osservato, gli eventi ecobiostratigrafici (§ 8.5.2d) possono essere diacroni e ripetitivi, perciò utilizzati come mezzo di correlazione solo dopo il loro inserimento, tramite altri elementi tempo-diagnostici, in un preciso schema cronologico. Un caso emblematico riguarda la correlazione delle variazioni climatiche (nel contesto di un progressivo deterioramento climatico globale) registrate nelle faune e nelle flore del Plio-Pleistocene del Mediterraneo e del Bacino del Mare del Nord (fig. 8.23). Il carattere ripetitivo di queste variazioni invalida o rende problematica la possibilità di una loro correlazione diretta; la crono-correlazione è divenuta possibile



a)

b)

Fig. 8.23 – a, Curva climatica dedotta dallo studio delle associazioni polliniche del Plio-Pleistocene olandese, datata numericamente tramite la scala delle inversioni di polarità (De Jong, 1988). b, Calibratura cronologica, tramite dati magnetobiostratigrafici, dell'arrivo degli ospiti boreali e delle precedenti fasi di estinzione nel Mediterraneo.

solo dopo che si è potuto ricorrere ad altri elementi tempo-diagnostici (magneto-biostratigrafia, stratigrafia paleomagnetica ecc.).

Almeno fino alla fine degli anni '60, si riteneva che l'arrivo di *Arctica islandica* e degli altri immigrati celtico-boreali nel Mediterraneo fosse correlabile con l'inizio del Pretigliano, una unità climatostratigrafica di significato «freddo», definita nella successione plio-pleistocenica olandese tramite le associazioni polliniche; il limite inferiore del Pretigliano (cioè il limite Reuveriano/Pretigliano) è definito in particolare dalla scomparsa definitiva dalla regione di un gruppo di piante prevalentemente termofile e igrofile, tra cui è compresa la famiglia Taxodiaceae (fig. 9.53). La constatazione che nella Pianura Padana (in particolare nelle sezioni di Castell'Arquato e del T. Stirone,

nell'Emilia occidentale) la scomparsa (o meglio, la drastica riduzione) della famiglia Taxodiaceae si verificava in corrispondenza dei livelli più antichi ad *Arctica islandica* (Lona & Bertoldi, 1973), sembrava confermare ulteriormente il precedente schema di correlazione. Il Pretigliano era a sua volta correlato con il Red Crag, una formazione di ambiente marino dell'Inghilterra sud-orientale (East Anglia), caratterizzata da faune a molluschi con significato climatico più «freddo» rispetto alle faune della formazione immediatamente più antica (il Coralline Crag). Gli studi stratigrafici successivi hanno tuttavia dimostrato che queste ipotetiche correlazioni, fondate esclusivamente su eventi climatici, non erano accettabili. I dati magneto-biostratigrafici e la stratigrafia paleomagnetica dimostrano infatti che l'arrivo degli ospiti boreali nel Mediterraneo è più recente della base del Pretigliano olandese e che i due eventi ecobiostratigrafici sono imputabili a due diversi eventi climatici, collocabili rispettivamente a circa 1,7-1,6 e 2,4 m.a. In particolare, tenendo conto della stratigrafia paleomagnetica e dei dati magneto-biostratigrafici, è oggi possibile concludere (fig. 8.23) che:

a) l'arrivo di *Arctica islandica* e dei primi ospiti boreali nel Mediterraneo è penecontemporaneo o di poco posteriore all'inizio della fase Eburoniana, che corrisponde alla fine dell'inversione di magnetopolarità Olduvai (§ 8.6.2) a 1,67 m.a.;

b) l'inizio della fase Pretigliana in Olanda è penecontemporaneo con l'estinzione della maggior parte della fauna a molluschi di affinità tropicale nel Mediterraneo a circa 2,4 m.a.;

c) la scomparsa delle Taxodiaceae nel Bacino Mediterraneo costituisce un fenomeno fortemente diacrono, controllato dalle condizioni climatiche locali ed in particolare dall'aumento dell'aridità; ad esempio, nel Mediterraneo Nord-Occidentale la loro estinzione, o la loro drastica riduzione, avviene già intorno a 3 m.a., mentre nel Bacino Padano si verifica intorno a 1,7 m.a.

La posizione stratigrafica del Red Crag è sempre stata controversa; tuttavia sembra ora accertato che la sua base sia più recente di circa 3,2 m.a. ed il suo tetto più antico di circa 2,4 m.a. (Gibbard *et al.*, 1991).

In definitiva, non esiste alcun metodo intrinseco alla ecobiostratigrafia per correlare le variazioni faunistiche e floristiche delle diverse bioprovince tra di loro e con i singoli eventi climatici. Questo fine può essere raggiunto (ed è stato raggiunto fino ad ora) solo utilizzando gli eventi evolutivi o altri mezzi tempo-diagnostici, come ad esempio le datazioni radiometriche e la stratigrafia paleomagnetica.

Gli eventi ecobiostratigrafici (migrazioni, variazioni di frequenza dei taxa, ecc.) si rivelano utilissimi unicamente dopo che sono stati inseriti in uno schema temporale; solo allora diventano anch'essi elementi tempo-diagnostici e possono permettere di migliorare il grado di risoluzione stratigrafica (§ 8.5.2f), consentendo inoltre di estendere le correlazioni-tempo a successioni stratigrafiche che, per le loro peculiari condizioni paleoambientali, sono prive di altri elementi tempo-diagnostici.

f) PRECISIONE, RISOLUZIONE E LIMITI DI AFFIDABILITÀ DELLE BIOZONE E DELLE BIO-CORRELAZIONI

La biostratigrafia è fondata sulla comparsa non ripetitiva dei fossili nel tempo. In una condizione ideale i fossili guida «dovrebbero» avere una distribuzione globale e «dovrebbero» essere *caratterizzati* da FAD e LAD sincroni. Ogni organismo, tuttavia, è caratterizzato da particolari esigenze ambientali e presenta una determinata distribuzione geografica, controllata essenzialmente dall'interazione dei fattori geo-

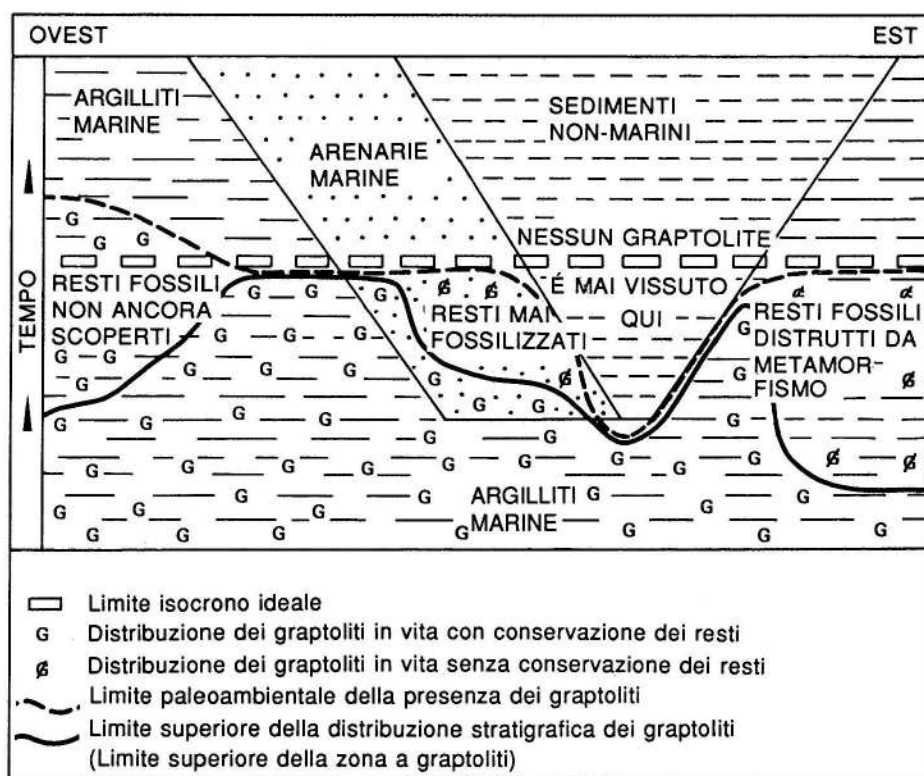


Fig. 8.24 – Questo schema esprime i limiti del metodo biostratigrafico come mezzo per approssimare le cronocorrelazioni. Il segnale biostratigrafico è controllato dai fattori ambientali che delimitavano l'areale dei taxa, ma anche dalla «qualità della registrazione» dei segnali nelle rocce (condizioni non favorevoli alla fossilizzazione, o comunque alla conservazione dei fossili) e dalla accuratezza della ricerca biostratigrafica; aree non investigate, metodi di campionamento o metodi analitici non adeguati, reperti non ancora scoperti, ecc. (da ISG, 1976).

grafici ed ecologici. I fattori che hanno limitato la distribuzione geografica degli organismi limitano anche la possibilità di correlazione biostratigrafica. In questa ottica è evidente che le biocorrelazioni sono più attendibili nelle singole bioprovince. L'integrazione della stratigrafia paleomagnetica con la biostratigrafia ha dimostrato che i FAD e i LAD di alcune specie di microplancton calcareo del Pliocene e del Pleistocene sono pressoché sincroni globalmente, almeno alle basse e medie latitudini (fig. 8.34), confermando dunque che la biocorrelazione è un mezzo valido e insostituibile per approssimare la crono-correlazione. In generale, tuttavia, il metodo di biocorrelazione «con il fine di approssimare le cronocorrelazioni» è complesso, articolato e condizionato da numerose difficoltà (fig. 8.24); come tutti i metodi, esso presenta peculiari limiti di applicazione e di affidabilità e un certo grado di precisione e di risoluzione.

f1) *La precisione e i limiti di affidabilità in biostratigrafia*

Con il termine *precisione di un metodo* si intende la possibilità di valutare con quale approssimazione, ripetendo le misure, sia possibile ottenere un risultato numericamente simile. In biostratigrafia la precisione esprime la possibilità di ritrovare lo

stesso bioevento nella stessa posizione stratigrafica, in sezioni diverse. In termini geocronologici, la precisione in biostratigrafia esprime il grado di sincronismo di un bioevento in successioni stratigrafiche diverse. Numerosi sono i fattori che controllano, o che possono limitare in modo più o meno sensibile, il grado di precisione del metodo e che, in particolari casi, possono renderlo anche non applicabile o comunque non affidabile.

a) *Velocità di diffusione delle specie nei loro areali.* — Quanto più elevata è stata la velocità di diffusione dei taxa, tanto più elevato risulta il grado di precisione delle biocorrelazioni. Dall'osservazione della velocità e dell'andamento delle correnti oceaniche è stato dedotto che le nuove specie degli organismi planctonici attuali o anche degli organismi bentonici con larve planctoniche, possono raggiungere una completa diffusione, nei loro amplissimi areali, in intervalli di tempo valutabili in poche decine o poche centinaia di anni. È arguibile, dunque, che anche le specie planctoniche e nectoniche del passato si siano diffuse con altrettanta velocità, o forse anche con velocità maggiore nei periodi con minore grado di provincialismo. Questi tempi di diffusione sono ovviamente trascurabili in termini di tempo geologico.

b) *Fattori che possono alterare o rendere incerto l'esatto posizionamento dei bioeventi nelle successioni stratigrafiche.* — Tra questi si possono distinguere i fattori che dipendono esclusivamente dal modo di operare degli stratigrafi (le modalità di campionamento, i metodi analitici, gli errori di determinazione e le diverse interpretazioni tassonomiche) e quelli «non prevedibili» inerenti alle modalità di «registrazione» dei bioeventi nelle successioni stratigrafiche (la bioturbazione, la rielaborazione e il tasso di sedimentazione). Questi fattori non modificano il grado di sincronismo dei bioeventi, ma lo possono alterare o, almeno in parte, lo possono mascherare. La valutazione di quanto possano incidere questi fattori sul grado di precisione costituisce una prassi costante in biostratigrafia.

— *Modalità di campionamento e metodi analitici.* Quanto è minore la distanza stratigrafica tra i campioni che si prelevano in una successione stratigrafica, tanto più è elevata la precisione con cui si possono rilevare le scomparse e le comparse dei taxa. La campionatura, in particolare la quantità di roccia o di sedimento da prelevare e la distanza stratigrafica tra i campioni, va sempre calibrata con la quantità ed il potere di risoluzione stratigrafica dei fossili che ci si aspetta di trovare. Pertanto occorrerà tener conto del tipo di roccia, del suo paleoambiente di deposizione, della sua età approssimativa e del tasso di sedimentazione. Una campionatura preliminare può, almeno in certi casi, suggerire il tipo di campionatura più opportuno in relazione agli obiettivi dello stratigrafo; lo scopo della campionatura può consistere in un semplice inquadramento stratigrafico della sezione oppure nella localizzazione, la più precisa possibile, degli eventi biostratigrafici ed ecobiostratigrafici. Quanto minore è il tasso di sedimentazione e quanto maggiore è il grado di precisione richiesto, tanto più la distanza stratigrafica tra i campioni deve essere ridotta.

L'utilizzazione di diversi metodi di preparazione o di analisi dei campioni può portare a risultati non comparabili. Ad esempio, le maglie dei setacci per la preparazione (lavaggio) di un campione di foraminiferi dovranno essere sufficientemente fitte da trattenere anche la frazione di più piccole dimensioni, che può avere un significato paleoecologico o stratigrafico particolare. L'utilizzazione di setacci con dimensioni diverse delle maglie per la preparazione dei campioni potrebbe quindi portare a risultati non confrontabili correttamente.

— *Errori di determinazione e differenti interpretazioni tassonomiche.* Le diverse interpretazioni tassonomiche e, ovviamente, gli errori di determinazione costituiscono

no una delle difficoltà di fondo della biostratigrafia (Finestra 8.5; fig. 8.27). Errori di determinazione e interpretazioni diverse possono diminuire drasticamente il grado di precisione o portare anche a interpretazioni stratigrafiche differenti.

– *Bioturbazione*. I fenomeni di bioturbazione riducono, talora in modo significativo, il grado di precisione con cui vengono registrati i bioeventi (Finestre 7.1 e 8.5). Ad esempio in ambienti di mare profondo, ipotizzando un tasso di sedimentazione di circa un cm per 1.000 anni e considerando che la bioturbazione agisce in media fino ad una profondità di 30 cm, risulta che i segnali biostratigrafici, paleoclimatici e paleoambientali possono essere spostati (e mescolati) in media fino a circa 30.000 anni. Questo fenomeno, quando il tasso di sedimentazione è così lento, complica la lettura di dettaglio della successione degli eventi. Dove il tasso di sedimentazione è maggiore (ad esempio 5-10 cm ogni 1.000 anni) l'effetto della bioturbazione diventa però trascurabile; la bioturbazione è ovviamente assente nei depositi anossici che sono privi di organismi bentonici bioturbatori. I depositi anossici, tuttavia, non sono frequenti e, nelle successioni caratterizzate da elevato tasso di sedimentazione, la diluizione dei fossili nei sedimenti rende più difficile il lavoro biostratigrafico (Haq & Worsley, 1982).

– *Rielaborazione*. Con il termine di rielaborazione (*reworking*) si intende il processo di riesumazione dei fossili dalle rocce e la loro successiva risedimentazione nei depositi sedimentari in corso di formazione³.

Nello stesso livello stratigrafico è molto comune, soprattutto nel caso dei microfossili, trovare fossili più antichi, rielaborati, insieme a fossili più recenti che costituiscono i resti degli organismi che vivevano durante la deposizione dei sedimenti dello strato. Ad esempio, nelle formazioni plioceniche del Subappennino è comune rinvenire foraminiferi e nanofossili calcarei del Cretacico o del Paleogene. In questi casi il fenomeno di rielaborazione non comporta un ostacolo alla datazione relativa della successione stratigrafica, che viene ovviamente effettuata tramite i fossili più recenti. Il fenomeno di rielaborazione può, in certe successioni stratigrafiche, rendere difficile la localizzazione della scomparsa delle specie; questo accade quando i fossili di una specie vengono risedimentati nel bacino prima e immediatamente dopo l'estinzione della specie stessa (Finestra 8.5; fig. 8.27). L'andamento delle frequenze dei reperti, il loro stato di conservazione (in certi casi) e l'analisi paleoecologica possono suggerire all'operatore la posizione approssimativa dei LO. In questi casi, tuttavia, la tecnica più sicura sarebbe quella di basare la biozonazione solo, o prevalentemente sui FO.

– *Il tasso di sedimentazione*. La continuità del processo di sedimentazione (§ 8.5.2h) e della successione dei microfossili, unitamente ad un tasso di sedimentazione relativamente elevato, costituiscono le condizioni ottimali per una precisa registrazione dei bioeventi. Queste condizioni si riscontrano in generale nelle sezioni di mare profondo, dove è possibile raggiungere il massimo grado di precisione (ad esempio 10.000 anni nei sedimenti pleistocenici, secondo Berggren & Van Couvering, 1978).

c) *Assenza di fossili*. – La limitazione di base del metodo riguarda l'impossibilità di una sua applicazione per mancanza di reperti fossili. L'assenza di fossili può dipen-

³ Con il termine *rimaneggiamento* si intende, nell'uso corrente della letteratura geologica italiana, il processo di riesumazione dei fossili ad opera dei processi erosivi e la loro successiva risedimentazione. Questo termine è tuttavia utilizzato anche per indicare organismi che vengono risedimentati in ambienti diversi, ma coevi. Del tutto recentemente è stata proposta l'utilizzazione del termine di «rielaborazione» come sinonimo di riesumazione e del termine di «rimaneggiamento» nel senso di risedimentazione coeva (Cita e Gaetani, 1992).

dere dalla mancanza di organismi fossilizzabili nell'ambiente di sedimentazione, da cause biostratinomiche, come ad esempio la dissoluzione al di sotto del limite di compensazione dei carbonati degli organismi planctonici con guscio calcareo (foraminiferi, nannofossili, pteropodi), o dalle condizioni sfavorevoli al processo di fossilizzazione (Cap. 2).

d) *Influenza dei fattori paleoambientali.* — Si è già osservato come la comparsa e la scomparsa dei taxa nelle successioni stratigrafiche dipenda sia dal processo evolutivo, sia dalle condizioni paleoambientali. Il ruolo dei parametri paleoambientali è rilevante soprattutto nelle biocorrelazioni fondate su organismi bentonici come, ad esempio, i nummuliti (macroforaminiferi del Paleogene), le ippuriti (bivalvi del Cretaceo), i trilobiti (artropodi del Paleozoico), ecc., taxa peraltro di notevole valore biostratigrafico, la cui presenza è controllata dall'instaurazione di condizioni adatte, come il tipo di substrato e la profondità dell'ambiente di sedimentazione. In certi casi, dunque, le biozonazioni possono riflettere sia la particolare evoluzione dei taxa, sia l'evoluzione paleoambientale locale. In un certo senso si può quindi dire che le esigenze paleoambientali dei taxa costituiscono una «limitazione di base» del metodo di biocorrelazione; proprio per questo motivo gli schemi biozonali devono prima essere elaborati regionalmente e solo successivamente si può tentare di approssimare la loro cronocorrelazione, integrando le biozonazioni ottenute con taxa diversi o, comunque, utilizzando tutti i mezzi tempo-diagnostici disponibili (in particolare il metodo radiometrico e la stratigrafia paleomagnetica).

e) *Biocorrelazioni e variazioni climatiche.* La distribuzione delle specie è in gran parte controllata dai fattori climatici ed è dunque intuibile che le variazioni climatiche possano dar luogo a comparse e scomparse diacrone. Una specie subtropicale può estendere la sua distribuzione verso Nord durante una fase di aumento della temperatura e, viceversa, una specie della fascia temperata può migrare o estendere la sua distribuzione verso l'equatore durante una fase di raffreddamento. Le comparse e le

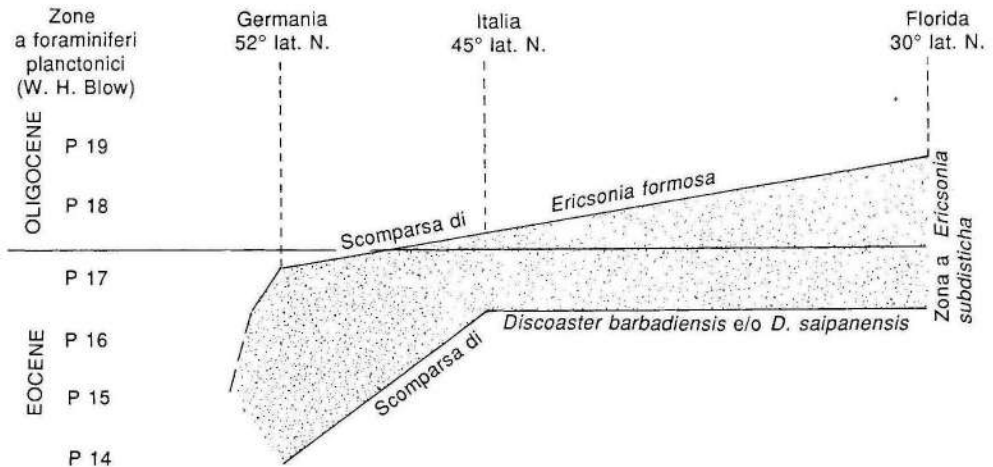


Fig. 8.25 — Diacronia della zona di intervallo (fig. 8.12f) a *Ericsonia subdisticha* (nannofossile calcareo) di Martini (1971) espressa tramite la successione delle biozone a foraminiferi planctonici. Gli indici zonali della biozona scompaiono precocemente alle alte latitudini, rendendo inutilizzabile la biozona per correlare le successioni sedimentarie del dominio settentrionale con quello subtropicale e tropicale (da Cavalier, 1979 in Pomerol *et al.*, 1987).

scomparse diacrone hanno per lo più origine con questo meccanismo. Nel Paleogene e nel Plio-Pleistocene, ad esempio, l'instaurarsi di climi più freddi alle alte latitudini ha provocato fenomeni di diacronia nella scomparsa dei taxa. Le specie infatti si estinguono precocemente alle alte latitudini, ma sopravvivono più a lungo alle latitudini più basse. È classico ed esemplificativo il caso della biozona a *Ericsonia subdisticha* (nannofossile calcareo) (fig. 8.25) istituita da Martini (1971). I suoi limiti zionali sono definiti da specie che si estinguono precocemente alle alte latitudini e conferiscono un andamento diacrono alla biozona, che dunque non è affidabile per le correlazioni tra la fascia tropicale-subtropicale e quelle più settentrionali (Cavelier, 1979 in Pomerol *et al.*, 1987).

f2) La risoluzione biostratigrafica

Il termine di *risoluzione biostratigrafica* si riferisce al potere di suddivisione stratigrafica e cronologica insito nella biostratigrafia (fig. 8.26). Più in particolare, la risoluzione biostratigrafica esprime la possibilità di distinguere due eventi successivi del tempo geologico, così come il potere di risoluzione di uno strumento ottico indica la sua capacità di distinguere (di risolvere) due punti vicini. La risoluzione biostratigrafica dipende dal numero di bioeventi disponibili, che è in funzione della velocità e della frequenza della diversificazione evolutiva dei taxa (speciazione s.s. e speciazione filetica). I metodi di datazione radiometrici e la magnetostratigrafia permettono oggi di valutare «in tempo assoluto» il potere di risoluzione della biostratigrafia.

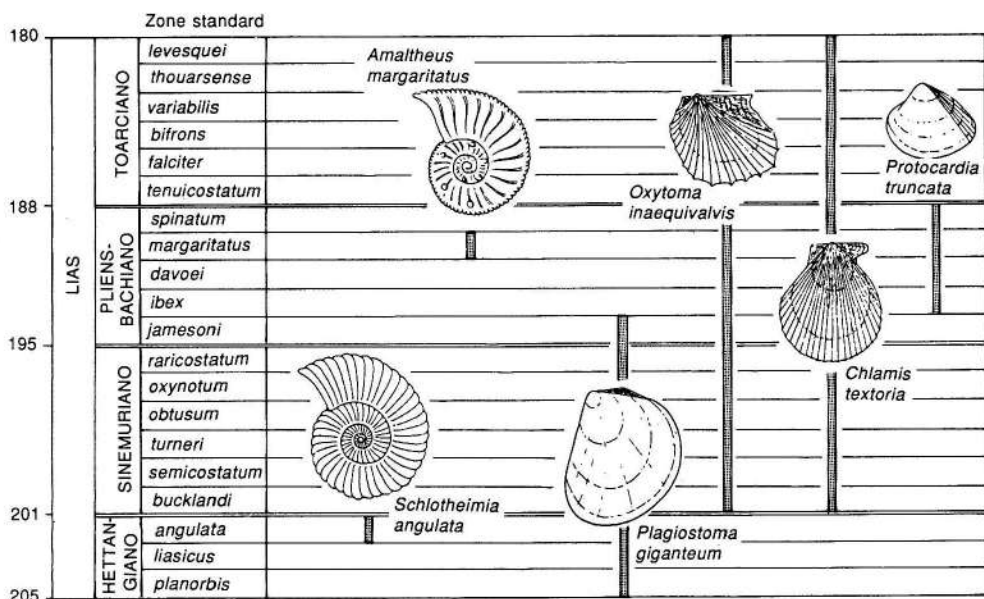


Fig. 8.26 - Il potere di risoluzione stratigrafica delle ammoniti, come si può constatare in questo schema, che si riferisce al Giurassico inferiore, è di regola molto più elevato di quello dei bivalvi (da Ziegler, 1983).

FINESTRA 8.5 – LA DIVERSA LOCALIZZAZIONE DA PARTE DEGLI AUTORI DEL LAD DI *CALCYDISCUS MACINTYREI* E DEL FAD DI *GEPHYROCAPSA OCEANICA* NELLA SEZIONE PLIO-PLEISTOCENICA DI VRICA

Seguendo la letteratura, risulta che il LAD di *C. macintyreii* costituisce un evento praticamente sincrono e globale, alle basse e medie latitudini, datato a circa 1,45 m.a. Le datazioni del FAD di *G. oceanica* s.l. sono comprese tra circa 1,55 e 1,68 m.a. La differente posizione del LAD di *C. macintyreii* nei cinque studi considerati (Cati & Borsetti, 1980; Nakagawa *et al.*, 1982; Backman *et al.*, 1983; Rio *et al.*, 1985; Ghidalia, 1988) è imputabile all'interpretazione del punto di estinzione della specie, che può venir mascherato dal fenomeno di rielaborazione. Nel lavoro di Nakagawa *et al.* (1982) non è addirittura registrato il LAD della specie. Backman *et al.* (1983), in buon accordo con Rio *et al.* (1985), hanno interpretato il punto della sezione dove si osserva la brusca e definitiva diminuzione della frequenza degli esemplari della specie come il punto effettivo del LAD, considerando come rielaborati gli esemplari che si rinvencono nei livelli successivi. Lo stesso metodo è stato applicato da Ghidalia (1988) che tuttavia, in accordo con Cati e Borsetti (1980), ha registrato il LAD di *C. macintyreii* un poco al di sopra di quello di Backman *et al.* (fig. 8.27).

Tenendo conto dei punti della sezione datati tramite le inversioni di magnetopolarità e i dati magneto-biostratigrafici, gli autori (Tauxe *et al.*, 1983; Backman *et al.*, 1983, ecc.) hanno valutato in media a circa 30 cm per 1000 anni il tasso di sedimentazione nel tratto compreso tra il tetto dell'Olduvai e il LAD di *C. macintyreii* (nel senso di Backman *et al.*, 1983). La distanza stratigrafica compresa tra queste due interpretazioni del LAD di *C. macintyreii* è di circa 10 m e dovrebbe dunque equiva-

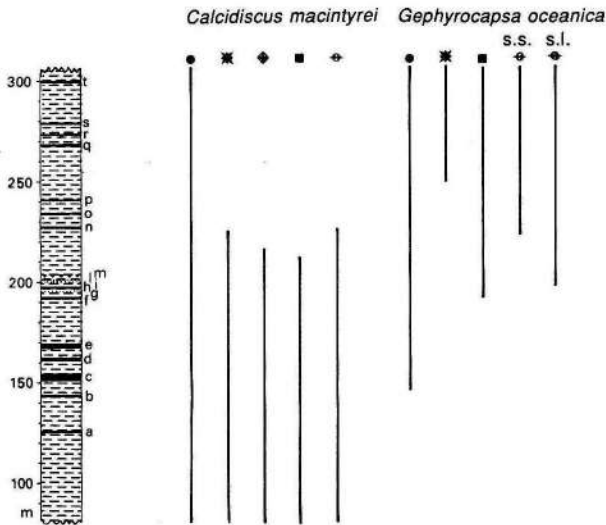


Fig. 8.27 – Posizione del LAD di *Calcidiscus macintyreii* e del FAD di *Gephyrocapsa oceanica* (nannofossili calcarei) nella sezione di Vrica (Crotone) secondo autori diversi. ● Nagakawa *et al.*, 1982, in Ghidalia, 1988; Cati & Borsetti, 1981; Backman *et al.*, 1983; ■ Rio *et al.* 1985; Ghidalia, 1988 (vedi spiegazione nel testo).

lere, in termini di tempo «assoluto», a poco più di 30.000 anni, un tempo geologicamente poco significativo.

La differente posizione del FAD di *G. oceanica* s.l. è imputabile essenzialmente ad un diverso concetto tassonomico della specie da parte degli autori. La buona approssimazione con cui Ghidalia (1988) e Rio *et al.* (1985) registrano il FAD di *G. oceanica* s.l. suggerisce una quasi completa identità di vedute dei due autori sulla definizione di questa specie. La distanza stratigrafica tra le due diverse interpretazioni del FAD di *G. oceanica* è di circa 5 m che, in tempo assoluto, è valutabile a circa 15.000 anni.

Nelle sezioni con un tasso di sedimentazione così elevato, la bioturbazione è praticamente ininfluenza sul grado di precisione che è invece limitato, in modo più o meno sensibile, dal fenomeno di rielaborazione e dai diversi concetti tassonomici dei taxa utilizzati.

g) CORRELAZIONI TRA PALEOBIOPROVINCE E PALEOAMBIENTI DIVERSI

Il tentativo di cronocorrelazione di successioni sedimentarie di paleoambienti diversi (pelagico e di piattaforma, marino e continentale, ecc.) o di bioprovince o di fasce latitudinali differenti, costituisce l'obiettivo ultimo e inderogabile della stratigrafia. La biostratigrafia vi svolge ancora un ruolo determinante, tanto più efficace quanto più integrato con tutti i mezzi tempo-diagnostici disponibili (magnetostatigrafia, datazioni radiometriche, ecc.).

Nel caso di paleoambienti o di bioprovince diverse con bioeventi o frammenti di storia geologica in comune esistono le premesse per arrivare ad una soddisfacente cronocorrelazione. Inoltre, i limiti tra paleoambienti e paleobioprovince adiacenti cambiano nel tempo e, dunque, la separazione dei loro depositi ha un andamento obliquo o più spesso irregolare (a zig zag), ma mai verticale. Tra le biozone e tra i paleoambienti delle due aree adiacenti si formeranno *interdigitazioni* significative per correlare le due successioni anche se queste contengono faune e/o flore essenzialmente diverse.

Un caso classico è rappresentato dalla correlazione, nell'Ordoviciano e nel Siluriano dell'Inghilterra, delle successioni pelagiche a graptoliti con le successioni a macrofauna bentonica di mare basso, basata sulle interdigitazioni delle rispettive biozone. L'interdigitazione delle biozone permette anche la correlazione tra ambienti diversi, come quello marino e continentale. Ad esempio, la correlazione tra le successioni marine e le successioni a piante continentali e molluschi di acqua dolce del Carbonifero dell'Europa e del Nord America è stata resa possibile dalla intercalazione di sedimenti marini nelle successioni continentali.

Spesso, tuttavia, i dati biostratigrafici e anche eventuali fenomeni di interdigitazione delle biozone possono essere insufficienti per crono-correlazioni oggettive e sicure, soprattutto nel caso della correlazione tra ambienti continentali e marini. I resti di mammiferi terrestri, di reperti vegetali e pollini fluitati in mare, e le intercalazioni marine nelle successioni continentali hanno da sempre costituito la base per questo tipo di correlazione. I reperti di fauna continentale fluitati in mare sono, tuttavia, rari e non sempre significativi; le intercalazioni marine di mare basso sono per lo più prive di «fossili guida» e, infine, le variazioni climatiche registrate nella documentazione pollinica sono spesso ripetitive e non correlabili tra di loro con sicurezza. Tutto questo può portare alla formulazione di ipotesi di correlazione diverse e non attendibili. In questi casi, l'integrazione dei dati ecobiostratigrafici e biostratigrafici con la magnetostatigrafia e con le datazioni radiometriche disponibili (§ 8.6.1; 8.6.2) si rivela decisiva per una oggettiva ipotesi di cronocorrelazione.

FINESTRA 8.6 – CORRELAZIONE DELLE SUCCESSIONI MARINE CON QUELLE CONTINENTALI: IL CASO DEL PLIO-PLEISTOCENE MEDITERRANEO

La messa a punto del modello attuale di cronocorrelazione tra le successioni marine e continentali del Plio-Pleistocene mediterraneo è fondata sul riconoscimento e sulla datazione di quattro successive fasi di variazione climatica, ben riconoscibili sia nelle successioni stratigrafiche continentali, sia in quelle marine. Tre di queste fasi rappresentano vere e proprie variazioni del regime climatico del nostro emisfero, soprattutto nella regione atlantica (fig. 8.28).

Nelle *successioni marine* i cambiamenti climatici sono documentati essenzialmente dalle variazioni delle associazioni polliniche (trasportate in mare), dalle variazioni

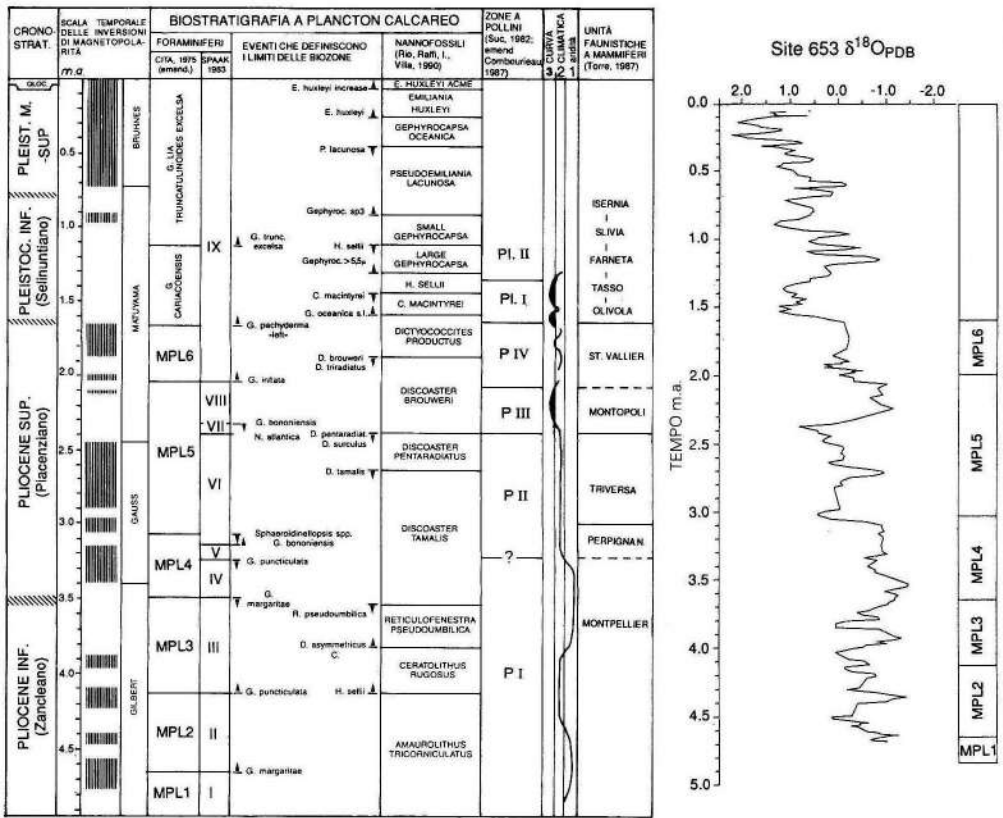


Fig. 8.28 – Schema biostratigrafico ed ecostratigrafico del Plio-Pleistocene marino e continentale della regione mediterranea correlato con la Scala Cronostratigrafica Standard Globale e con la scala temporale delle inversioni di magnetopolarità (dati da Torre, 1987; Rio *et al.*, 1990). Le zone a pollini e la curva paleoclimatica, valida per il Mediterraneo nord-occidentale, sono prese da Suc (1982, 1984; emendate da Comboutieau-Nebout, 1987). Le fasi di aumento della aridità di Suc corrispondono, nel Mediterraneo occidentale, ad una diminuzione della temperatura e ad un aumento della stagionalità. Il significato del termine « Unità Faunistica » è illustrato nella Finestra 8.7. La curva degli isotopi dell'ossigeno è relativa al pozzo 653 perforato nel mar Tirreno, all'incirca tra la Sardegna e la Campania (Thunnel *et al.*, 1990).

delle associazioni del plancton calcareo (foraminiferi e nannofossili) e del benthos (foraminiferi, molluschi, ecc.), dalla variazione della composizione degli isotopi dell'ossigeno (registrata nei gusci di foraminiferi). La datazione numerica di questi eventi climatici, rispettivamente a circa 3,1 2,4 1,7 e 0,8 m.a., è stata ottenuta tramite la stratigrafia paleomagnetica, i dati magneto-biostratigrafici e radiometrici.

Nelle *successioni continentali* le variazioni climatiche sono state documentate essenzialmente tramite le variazioni delle associazioni a mammiferi e delle associazioni polliniche. La loro correlazione con le fasi climatiche registrate nelle successioni marine è suggerita dalle relazioni stratigrafiche tra i depositi continentali e quelli marini, dal ritrovamento di reperti di mammiferi fluitati nelle successioni marine ed è suffragata dai dati paleomagnetici e radiometrici disponibili.

In conclusione, nella successione delle associazioni a mammiferi e delle associazioni vegetali, nella curva degli isotopi dell'ossigeno e nella successione delle associazioni faunistiche planctoniche e bentoniche (queste ultime non riportate nella fig. 8.28) si riscontrano, tra circa 3,1 e 0,8 m.a., quattro variazioni climatiche maggiori. Alcune delle correlazioni presentate nello schema di fig. 8.28 (Torre, 1987) sono, tuttavia, ancora oggetto di dibattito.

FINESTRA 8.7 – BIOZONE E UNITÀ FAUNISTICHE

La biozona è costituita, come si è visto (§ 8.5.1), da uno strato o da una successione di strati caratterizzati dal loro peculiare contenuto in fossili, che consente di differenziarli dagli strati adiacenti. La nozione di biozona contempla quindi un *continuum* sedimentario con limiti precisi e identificabili fisicamente. La biozona costituisce l'unità fondamentale della biostratigrafia marina, ma non può sempre essere utilizzata senza riserve nella biostratigrafia continentale.

Le faune continentali sono ritrovate, molto spesso, in successioni sedimentarie di scarsa potenza o addirittura in tasche o cavità carsiche. In pratica, le faune continentali presentano una distribuzione puntiforme nel tempo e nello spazio. Quando si verifica questa condizione e non è possibile riconoscere un *continuum* sedimentario caratterizzato da faune continentali, nè i limiti fisici di un eventuale *continuum*, molti autori preferiscono non utilizzare la nozione di biozona, ricorrendo ad una peculiare procedura. Innanzi tutto vengono riconosciute delle faune locali, cioè «associazioni di fossili accumulate in un determinato luogo in un arco di tempo geologicamente molto breve; più faune locali, raggruppabili per composizione simile o per la presenza di particolari elementi significativi costituiscono le *Unità Faunistiche*, ciascuna delle quali è definita da una fauna locale scelta come tipo» (De Giuli *et al.*, 1984). Ogni unità faunistica corrisponde ad un certo intervallo di tempo (il biocrono di Williams, 1901). La correlazione delle unità faunistiche continentali con le biozone delle successioni marine viene tentata integrando tutti i metodi possibili: stratigrafia paleomagnetica, datazioni radiometriche, relazioni giacaturali con le successioni marine (interdigitazioni), curve paleoclimatiche basate sui pollini, ecc. (fig. 8.28).

h) LACUNE STRATIGRAFICHE E BIOSTRATIGRAFIA

Per illustrare la relazione che intercorre tra il tempo e il processo di sedimentazione viene spesso utilizzata l'immagine della sabbia che si accumula in modo costante e

continuo sul fondo in uno dei due coni di una clessidra: ogni minuscola quantità di sabbia che si deposita corrisponde ad un certo istante di tempo e tutto l'intervallo di tempo, durante il quale si riempie uno dei coni della clessidra, corrisponde alla somma di tutte le minuscole quantità di sabbia. Questa immagine è esemplare per illustrare la relazione tempo-sedimenti, ma ovviamente non è adatta a rappresentare il processo di sedimentazione. Il processo di sedimentazione è infatti essenzialmente discontinuo, episodico e, in una successione stratigrafica, il tempo che corrisponde alla somma delle lacune di sedimentazione è ritenuto generalmente più lungo del tempo rappresentato dai sedimenti (Ager, 1981). La documentazione stratigrafica va dunque concepita come una successione di lacune temporali più o meno ampie collegate dai sedimenti. Il processo di sedimentazione è più continuo e costante sui fondi oceanici, dove, almeno in certi casi, può approssimare l'immagine evocata dalla clessidra. Espressioni come «successioni continue» o «sedimentazione continua» sono di uso comune in letteratura, ma hanno un significato solo relativo in quanto è oggettivamente difficile, se non impossibile, dimostrare la continuità di una successione stratigrafica.

Un tempo si riteneva che in ambiente marino la sedimentazione fosse relativamente continua (immagine della clessidra) e pertanto ogni lacuna sedimentaria era attribuita a intervalli di emersione e di erosione subaerea. Gli studi oceanografici hanno però

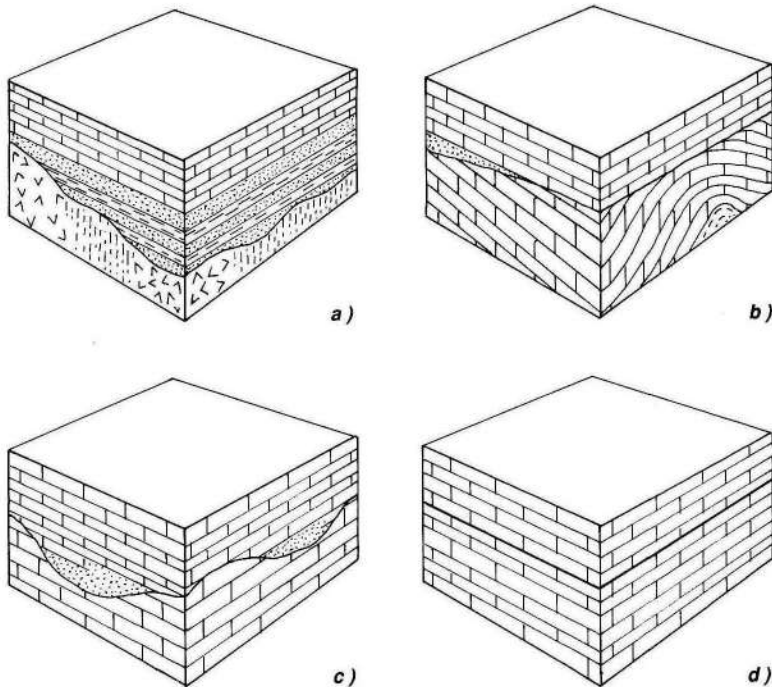


Fig. 8.29 – Schema sintetico dei quattro principali tipi di discontinuità stratigrafica: *a*, discordanza semplice (*non conformity*), *b*, discordanza angolare (*angular unconformity*), *c*, disconformità (*disconformity*), *d*, paraconcordanza (*paraconformity*). La biostratigrafia costituisce l'unico mezzo (unitamente alle datazioni radiometriche nel caso *a*) per valutare l'entità delle lacune stratigrafiche. Talora la presenza di lacune sedimentarie in una successione sedimentaria può essere appurata solo attraverso un accurato studio biostratigrafico (caso della paraconcordanza).

dimostrato l'esistenza di molte aree a sedimentazione lentissima o addirittura nulla (per mancanza di apporti, o per la presenza di zone di alto strutturale, ecc.). Questo prova che anche oggi esistono le condizioni per dare origine a successioni condensate e a lacune stratigrafiche in ambiente marino. Si è riscontrato, inoltre, che anche in ambiente marino esistono zone di erosione, sia per azione meccanica (azione delle correnti e della gravità), sia per azione chimica (dissoluzione di depositi carbonatici). In conclusione si definisce *lacuna stratigrafica* (o *hiatus*) una interruzione della continuità della documentazione stratigrafica dovuta all'assenza dei sedimenti che «in condizioni normali avrebbero dovuto essere presenti», ma che mancano, o perché non si sono depositati, o perché sono stati erosi prima della deposizione della unità sovrastante. La lacuna stratigrafica corrisponde ad un intervallo di tempo di non deposizione o di erosione.

Con il termine *discontinuità stratigrafica* si intende la relazione stratigrafica tra due

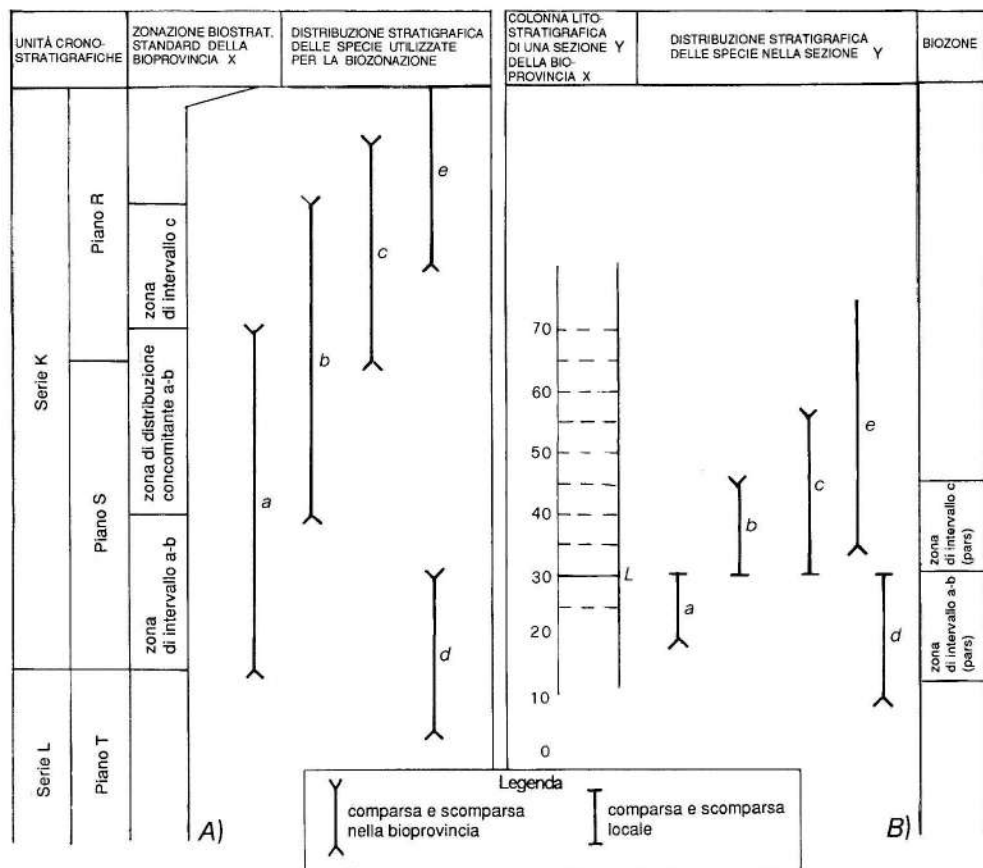


Fig. 8.30 - L'assenza di una o più biozone della biozonazione standard di una bioprovincia X(A), in una sezione stratigrafica y(B), può documentare l'esistenza di una lacuna sedimentaria oppure l'esistenza di condizioni paleoambientali incompatibili con la presenza delle specie che definiscono le biozone. Nella sezione stratigrafica y(B), la mancanza di parte della biozona di intervallo a-b, della biozona di distribuzione concomitante a-b e di parte della biozona d'intervallo c documenta l'esistenza di una lacuna sedimentaria in corrispondenza del livello L. La concentrazione di eventi in corrispondenza del livello L e le condizioni paleoambientali omogenee in tutta la sezione non permettono di ipotizzare che l'assenza delle biozone sia imputabile a particolari condizioni ambientali.

corpi rocciosi sovrapposti tra cui è evidente l'esistenza di una lacuna stratigrafica. Una discontinuità stratigrafica corrisponde ad una *superficie di omissione*, cioè di non deposizione o di erosione (Krumbein & Sloss, 1963).

La figura 8.29 illustra quattro tipi fondamentali di discontinuità. La biostratigrafia consente di apprezzare «l'entità» delle lacune stratigrafiche esistenti, esprimendola con la mancanza di una o più biozone della *biozonazione standard* utilizzata in un certo bacino o in una certa bioprovincia (fig. 8.30). Se la biozonazione standard utilizzata è stata calibrata numericamente, tramite la scala temporale delle inversioni di magnetopolarità o tramite datazioni radiometriche, è possibile arrivare ad una stima dell'intervallo temporale che corrisponde alla lacuna.

Le brusche variazioni ambientali in corrispondenza di una superficie di strato e la presenza di livelli induriti, talora bioerosi (*hardgrounds*, § 7.8; § 6.10.1), e/o con livelli di glauconite e/o con spalmature di biossido di manganese, che rivelano condizioni di non deposizione e di diagenesi precoce, sono elementi utili per riconoscere le discontinuità stratigrafiche con paraconcordanza (fig. 8.29d) ma, ovviamente, non ne possono precisare l'entità. Inoltre, non sempre si riscontrano questi «indizi» in corrispondenza delle superfici di discontinuità paraconcordanti; in questi casi, la biostratigrafia costituisce l'unico strumento disponibile per individuare le lacune sedimentarie (figg. 8.29d; 8.30).

8.6 — I METODI FISICI E CHIMICI DELLA STRATIGRAFIA E LE LORO RELAZIONI CON LA BIOSTRATIGRAFIA

All'atto della loro origine le rocce, i minerali e le parti scheletriche degli organismi registrano un certo numero di dati fisici e chimici che possono essere utilizzati dagli stratigrafi come elementi tempo-diagnostici. Questi dati, opportunamente studiati, consentono di correlare le successioni sedimentarie e di arrivare a datazioni relative o a datazioni assolute espresse in anni.

Per molto tempo la biostratigrafia ha costituito praticamente l'unico ordinatore cronologico delle rocce della Terra; dalla scoperta del metodo radiometrico, all'inizio del Novecento, e soprattutto dagli anni '50 in poi, la stratigrafia è divenuta sempre più un campo di ricerca interdisciplinare, in cui confluiscono tutti i possibili metodi di datazione e correlazione fisici, chimici, sedimentologici e biostratigrafici. Il significato e il ruolo della biostratigrafia va dunque colto nel contesto della sua integrazione con tutti i metodi disponibili di datazione e correlazione. Si è già accennato alla relazione tra la biostratigrafia e la stratigrafia sequenziale; appare ora opportuno analizzare, anche se in modo sintetico, le relazioni della biostratigrafia con le datazioni radiometriche, la stratigrafia paleomagnetica e la stratigrafia isotopica.

8.6.1 — Datazioni radiometriche

Il processo di decadimento radioattivo ha fornito alla ricerca geologica un vero e proprio geocronometro, che permette di esprimere in anni, anche se con incertezze e vari gradi di precisione, l'età delle unità stratigrafiche della Terra e dei suoi eventi biologici e geologici.

Le datazioni radiometriche sono talora definite come *datazioni assolute*, in contrapposizione alle *datazioni relative* ottenute con il metodo biostratigrafico. Il termine

«datazione assoluta», che evoca anche l'immagine di una grande precisione, va tuttavia evitato e sostituito con i termini di *datazione radiometrica* o di *datazione numerica* (Finestra 8.2).

I metodi di datazione radiometrica presentano una base concettuale molto semplice. Le proprietà chimiche di un elemento dipendono dal numero di protoni contenuti nel nucleo dell'atomo. Il peso atomico di un elemento dipende però anche dal numero di neutroni contenuti nell'atomo, ne consegue che lo stesso elemento può presentare atomi, detti isotopi, con lo stesso numero atomico ma con diverso peso atomico. Gli isotopi possono essere stabili o instabili; gli isotopi instabili emettono particelle alfa (costituite da due protoni e due neutroni), emettono o catturano elettroni e danno origine, generalmente attraverso una serie di passaggi, ad isotopi stabili di altri elementi. Il processo di decadimento radioattivo di un radionuclide progenitore ad un nuclide discendente avviene tramite un caratteristico periodo di dimezzamento dell'isotopo: il tempo che occorre per la trasformazione di metà degli isotopi del radionuclide progenitore nel prodotto di decadimento, cioè negli isotopi discendenti. Il tasso di decadimento è costante e caratteristico di ogni isotopo. In conclusione, se si considera come noto il rapporto iniziale tra gli isotopi progenitori (P) e quelli discendenti (D) (completa assenza di questi ultimi, nel caso più semplice) e se si determina il loro rapporto nel campione analizzato, conoscendo il tempo di dimezzamento o la costante di decadimento (λ) si può arrivare a stabilire l'età «radiometrica» del campione attraverso la formula:

$$t = 1/\lambda \log_e(D/P + 1)$$

dove t è il tempo trascorso dalla chiusura del sistema.

Il principio è dunque facilmente comprensibile, ma sono i metodi e le tecniche analitiche che richiedono una elevatissima precisione, oltre ad alcune incertezze e limitazioni di fondo, che rendono interpretativi i dati numerici ottenuti. Per questo motivo un'età isotopica deve essere considerata semplicemente una traduzione del rapporto tra la quantità dell'elemento progenitore e quella dell'elemento discendente. Questo rapporto può essere analiticamente perfetto e riproducibile in laboratorio ma non accurato nella stima della vera età dell'evento geologico (ad esempio una colata di lava) che si vuole datare; dunque «La precisione analitica e la precisione geologica non sono necessariamente sinonimi» (Obradovitch, 1984).

Gli autori hanno evidenziato tre cause generali di incertezza nella determinazione delle età isotopiche: le incertezze analitiche, genetiche-storiche e stratigrafiche (Odin, 1982) che vengono qui riassunte brevemente:

1) *Incetnze analitiche* – Le incertezze analitiche più comuni consistono nella possibilità di misure diverse nei diversi laboratori, di errori analitici nella determinazione della quantità dell'elemento progenitore e dell'elemento discendente (con risultati che possono differire nei diversi laboratori anche per più del 2%), di incertezze nella costante di decadimento, ecc. Per questo motivo l'età radiometrica è comunemente seguita dalla percentuale dell'errore analitico, espresso in anni. La percentuale dell'errore analitico, preceduta dal simbolo \pm , individua l'intervallo di tempo di incertezza analitica della datazione radiometrica. L'espressione 200 ± 10 m.a. indica, ad esempio, che se si ripetesse la misura, questa potrebbe cadere nell'intervallo compreso tra 190 e 210 m.a.

2) *Incetnze genetiche e storiche* – Le incertezze genetiche prevedono una vasta gamma di casi tra cui, ad esempio, la possibilità che: (1) il materiale analizzato

(minerale, roccia) non abbia funzionato come un sistema chimicamente chiuso, con acquisto o perdita (soprattutto) di isotopi dell'elemento progenitore e/o discendente; (2) una roccia già in origine contenga elementi «discendenti»; (3) si verifichino fenomeni di alterazione dei minerali (ad esempio, durante il processo di trasformazione di una cinerite in una bentonite); (4) non sia prevedibile il tempo di chiusura del cronometro, cioè «il tempo zero». Nei minerali autigeni il cronometro può iniziare (o inizia sempre, come nel caso della glauconite) a scandire il tempo successivamente alla loro formazione durante la diagenesi. Nelle rocce intrusive la chiusura del cronometro, «il tempo zero», dipende dall'andamento del raffreddamento del magma e varia da minerale a minerale, cosicché l'età isotopica ottenuta può essere più recente del tempo reale di intrusione.

Un altro ordine di incertezza, classificabile come storico, riguarda la possibilità che fenomeni successivi alla messa in posto ed al raffreddamento (metamorfismo, alterazione meteorica, ecc.) possano aver influenzato l'orologio radioattivo fino, in certi casi, ad azzerarlo.

3) *Incertezze stratigrafiche* — Uno dei problemi essenziali delle datazioni radiometriche è quello di correlare il «geocronometro» con gli eventi o i limiti biostratigrafici o cronostatigrafici che si vogliono datare. Vale a dire che raramente il «geocronometro» si trova nella posizione ideale per datare un certo evento o un certo limite cronostatigrafico (§ 8.7.4). La presenza di un livello di bentonite, di lava o di glauconite intercalato nello stratotipo che definisce una unità stratigrafica costituisce una situazione particolarmente favorevole per calibrare numericamente il limite che vi è definito. Se il limite non coincide con il «geocronometro», la sua età numerica verrà stimata tenendo conto anche di altri elementi come, ad esempio, la distanza stratigrafica e la valutazione del tasso di sedimentazione. In genere, tuttavia, i geocronometri sono intercalati in sezioni non stratotipiche e la datazione viene «trasportata» nella sezione stratotipica tramite una correlazione biostratigrafica, nell'ipotesi che questa possa approssimare una cronocorrelazione. Perché le datazioni numeriche siano utili, in particolare per datare i limiti cronostatigrafici, è quindi necessario che le sezioni in cui è intercalato il geocronometro siano ricche di «fossili guida», i più comuni ed attendibili elementi «tempo diagnostici». Il dato radiometrico è tanto più «utile», quanto più è attendibilmente «trasferibile» nelle unità della «Scala Cronostatigrafica Standard Globale» (§ 8.7.3) e permette di calibrare numericamente la Scala Geocronologica. Le datazioni isotopiche ottenute nelle rocce intrusive possono avere un buon grado di attendibilità e di precisione, ma sono per lo più difficilmente trasferibili alle successioni sedimentarie.

a) PRECISIONE E RISOLUZIONE DEL METODO BIOSTRATIGRAFICO E DEL METODO RADIOMETRICO

L'utilizzazione dei diversi metodi stratigrafici richiede una piena comprensione della loro precisione e del loro grado di risoluzione.

Nella datazione radiometrica la precisione è espressa dalla percentuale dell'errore analitico, cioè dal numero preceduto da \pm che segue la data. Così espressa la precisione rimane costante nel tempo; il grado di risoluzione invece tende a diminuire con l'aumentare dell'età del campione (fig. 8.31), in quanto esprime il valore percentuale di numeri crescenti. È intuitivo, inoltre, che la risoluzione deve essere espressa dal doppio del valore dell'errore standard: così un errore standard del $\pm 3\%$ a 20 m.a.

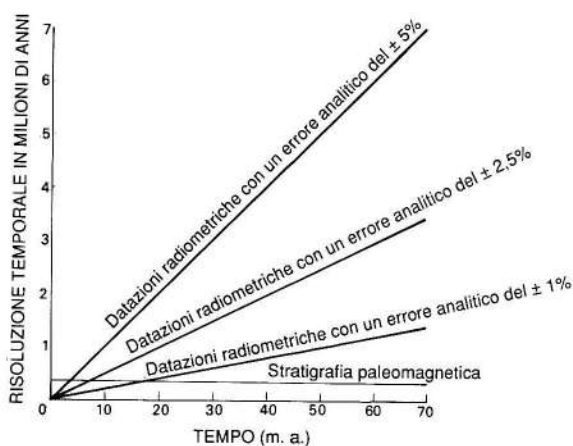


Fig. 8.31 – Risoluzione temporale delle datazioni radiometriche e della magnetostratigrafia. La risoluzione temporale del metodo radiometrico corrisponde al doppio dell'errore standard e diminuisce con l'aumentare dell'età. La risoluzione temporale della stratigrafia paleomagnetica rimane costante con il variare dell'età (da Flynn *et al.*, 1984).

corrisponde ad un intervallo di incertezza analitica della misura di $\pm 0,6$ m.a. e la risoluzione è di 1,2 m.a. mentre a 50 m.a. l'intervallo di incertezza è di $\pm 1,5$ m.a. e la risoluzione è di 3 m.a.

Sono già state definite la precisione e la risoluzione biostratigrafica (§ 8.5.2f). I dati radiometrici hanno consentito di datare numericamente i limiti delle unità cronostratigrafiche (anche se con tutte le incertezze illustrate nel paragrafo precedente) ed è quindi possibile valutare il grado di risoluzione temporale delle biozone.

Il grado di risoluzione delle biozone varia a seconda dei taxa considerati e dei diversi periodi. In genere i valori di risoluzione temporale oscillano tra 0,2 m.a. ottenuti nel Pleistocene con i nannofossili calcarei e 3 m.a. ottenuti nel Cambriano con i trilobiti. Secondo House (1985), dal Devoniano inferiore al Cretacico le ammoniti consentono una risoluzione geocronometrica compresa tra circa 0,25 e 1,0 milioni di anni. Nel Giurassico, ad esempio, la durata media delle biozone ad ammoniti è di circa 0,6 m.a. La risoluzione geocronometrica più elevata nel Paleozoico si raggiunge con i conodonti e con le graptoliti che, rispettivamente nel Devoniano superiore e nel Siluriano inferiore, è valutabile in media a circa 0,5 milioni di anni.

Il grado di risoluzione biostratigrafica è indipendente dall'aumentare dell'età, mentre la risoluzione radiometrica diminuisce con l'aumentare dell'età. Ne consegue che la stima del grado di risoluzione temporale delle biozone diviene progressivamente più approssimata con l'aumentare dell'età.

La stima radiometrica della durata in anni delle unità geocronologiche e delle biozone ha costituito una vera e propria pietra miliare nella ricerca stratigrafica, ma occorre sottolineare che la risoluzione biostratigrafica di regola è maggiore di quella radiometrica.

Per giustificare questa asserzione consideriamo ad esempio il caso del Giurassico. Le attuali stime (Cowie & Basset, *in* Briggs & Bassett, 1989) attribuiscono al Giurassico una durata di circa 70 m.a., da 205 a 135 milioni di anni fa. La risoluzione radiometrica più elevata ottenibile nel Giurassico è di 4 m.a. (Kennedy & Odin, 1982, tavv. 9 e 10). Se «per ipotesi» fosse possibile disporre per tutto il periodo Giurassico

di numerose misure con la risoluzione radiometrica di 4 m.a. (prescindendo dal problema delle incertezze stratigrafiche), questo periodo potrebbe potenzialmente essere suddiviso in 17 parti; utilizzando invece la distribuzione stratigrafica delle ammoniti è possibile suddividere il Giurassico in 117 biozone e subzone (House, 1985). Si può dunque concludere che il potere di suddivisione della biostratigrafia è molto più elevato di quello radiometrico.

La difficoltà della calibratura della scala geocronologica (e quindi anche delle correlazioni con i metodi radiometrici) appare evidente quando si considerano i risultati, non proprio omogenei, di questi ultimi dieci anni sulla datazione dei limiti delle unità e in particolare l'esempio ormai classico della storia della calibratura del Siluriano, (fig. 8.32). Negli ultimi 5 milioni di anni, nel Pliocene e nel Pleistocene, la risoluzione geocronometrica può approssimare o essere più elevata di quella biostratigrafica, anche se i dati biostratigrafici risultano quasi sempre più affidabili.

In definitiva, il metodo radiometrico permette di attribuire una età numerica ai limiti delle unità geocronologiche e di stimare la durata delle biozone, ma non consente di effettuare suddivisioni e correlazioni con un grado di precisione e di affidabilità comparabile a quello della biostratigrafia. Il metodo radiometrico e il metodo biostratigrafico, almeno nel Fanerozoico, non sono metodi alternativi; essi presentano ruoli diversi, ma altamente integrati e complementari.

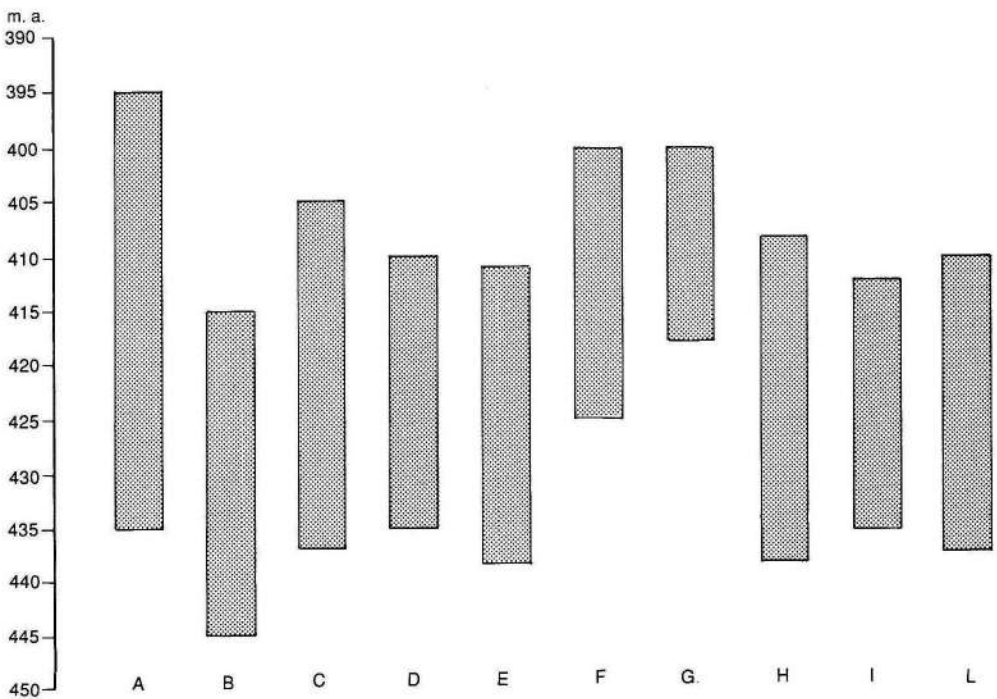


Fig. 8.32 – Evoluzione storica della stima temporale del periodo Siluriano. Complessivamente il limite inferiore del Siluriano è stato spostato da 445 m.a. a 418 m.a. ed è attualmente valutato a 437 m.a.; il limite superiore da 395 m.a. è sceso fino a 415 m.a. ed è oggi collocato a 410 m.a. (A) Geological Society, 1964; (B) Lambert, 1971; (C) Boucot, 1975; (D) Spjeldnaes, 1978; (E) Mc Kerrow *et al.*, 1980; G. Gale *et al.*, 1980; (G) Odin *et al.*, 1982; (H) Harland *et al.*, 1982; (I) Mc Kerrow *et al.*, 1985; (L) International Union of Geological Sciences, 1989, *Global Chart in Briggs & Crowther*, 1990 (tabella fuori testo all'inizio del volume) (A-I, da Holland, 1989).

Esiste però una evidente eccezione che riguarda gli ultimi 70.000 anni, intervallo di tempo per cui viene attivamente utilizzato il metodo di datazione degli isotopi del carbonio su materiale di origine organica. Questo metodo, che presenta un grado di incertezza analitica molto modesto, permette risoluzioni temporali di gran lunga più elevate dei rari eventi paleontologici di questo intervallo di tempo, brevissimo da un punto di vista geologico.

Va sottolineato, infine, che nell'Archeano e nel Proterozoico, in cui i fossili sono ancora troppo scarsi per essere utilizzati per fini stratigrafici, le datazioni isotopiche costituiscono il più importante mezzo di correlazione.

8.6.2 – La magnetostratigrafia

Le proprietà magnetiche delle rocce dipendono dal loro contenuto in minerali ferro-magnetici che, in pratica, si comportano come minuscoli magneti che si orientano secondo le linee di forza del campo magnetico terrestre. Il processo di magnetizzazione delle rocce vulcaniche avviene durante il raffreddamento e la solidificazione. Nelle rocce plutoniche, la magnetizzazione ha luogo dopo la cristallizzazione, ma comunque prima che l'orologio radioattivo K-Ar (potassio-argon) inizi a scandire il tempo (Harland *et al.*, 1982). La magnetizzazione delle rocce magmatiche viene indicata con l'espressione *magnetizzazione termoresidua*. La magnetizzazione delle rocce sedimentarie, che includono anche granuli di ossidi di ferro, viene indicata con l'espressione *magnetizzazione residua detritica*; l'orientamento definitivo dei granuli magnetici avviene durante la litogenesi e non prima dell'espulsione dell'acqua dal sedimento (Verob, 1977).

La magnetostratigrafia ha acquisito in questi ultimi venti anni una sempre maggiore importanza nelle correlazioni stratigrafiche. Le sue radici si possono far risalire alle ipotesi di Brunhes (1906) e Matuyama (1929), ma le sue basi sono state poste nella prima metà degli anni '60, quando venne appurato definitivamente (Cox *et al.*, 1963), tramite lo studio delle proprietà magnetiche delle rocce, che:

1) il campo magnetico terrestre ha subito, nel corso del tempo, numerose inversioni irregolari e aperiodiche della sua polarità. Il campo paleomagnetico presenta cioè, nel tempo, due stati di equilibrio, uno di *polarità normale* o *diretta* quando il suo senso è lo stesso del campo attuale e uno di *polarità inversa* nel caso contrario. La polarità attuale del campo magnetico, definita come diretta o normale, è materializzata dall'ago della bussola diretto verso il Polo Nord magnetico, cioè approssimativamente verso il Polo Nord geografico. Ad esempio 750.000 anni fa, quando il campo magnetico aveva polarità inversa, l'ago della bussola avrebbe puntato approssimativamente verso il Polo Sud.

2) la datazione radiometrica delle effusioni laviche delle diverse regioni della Terra prova in modo inconfutabile che le inversioni di polarità costituiscono un fenomeno geologicamente rapido, che si completa in poche migliaia di anni, e sincrono su tutta la Terra.

3) i fondi oceanici sono caratterizzati da bande paleomagnetiche, alternativamente di polarità normale e inversa, parallele e con andamento simmetrico rispetto alle dorsali oceaniche. Questo andamento venne attribuito, fin dal 1963 da Vine e Matthews, alla fuoriuscita delle masse magmatiche dalla fenditura centrale delle dorsali oceaniche ed al loro progressivo allontanamento su entrambi i lati, per l'apporto di nuovo materiale. Durante la fase di raffreddamento la roccia in formazione «registrava» la

polarità del campo paleomagnetico di quel particolare intervallo di tempo. Questa ipotesi trovò una «collocazione» ottimale del modello di Hess (1962) sulla espansione dei fondi oceanici. Pochi anni dopo Vine (1966), potendo disporre della scala cronologica delle inversioni di polarità di Cox *et al.* (1963), analizzò la relazione tra l'ampiezza delle lineazioni di alcuni profili di dorsali oceaniche con la durata degli intervalli compresi tra le inversioni di polarità, arrivando a documentare una loro eccellente corrispondenza. Divenne evidente, da allora, che la successione delle lineazioni paleomagnetiche dei fondi oceanici costituisce una fedele registrazione della storia del campo paleomagnetico terrestre dal Giurassico superiore in poi.

4) I segnali paleomagnetici sono registrati non solo nelle rocce di origine magmatica, ma anche nelle rocce sedimentarie (Harrison & Funnel, 1964). Questa acquisizione ha rappresentato una pietra miliare negli studi stratigrafici; i segnali paleomagnetici registrati nelle successioni sedimentarie costituiscono infatti: (a) una preziosa fonte di dati per la messa a punto della scala temporale delle inversioni di magnetopolarità, e (b) uno strumento potenzialmente utile per correlazioni globali e per datare numericamente le successioni sedimentarie.

a) UNITÀ MAGNETOSTRATIGRAFICHE

La *magnetostratigrafia* è definibile come quella parte della stratigrafia basata sul magnetismo residuo registrato nelle rocce. Un'*unità magnetostratigrafica* è un corpo di rocce caratterizzato da specifiche proprietà magnetiche, diverse da quelle degli strati soprastanti e sottostanti (NASC, 1983). Il magnetismo residuo permette di affrontare lo studio della polarità, della posizione dei poli, della variazione secolare (inclinazione e declinazione magnetica) e dell'intensità del campo magnetico terrestre. Il prefisso «magneto» è seguito da «un termine appropriato per indicare l'aspetto del magnetismo rimanente utilizzato per definire l'unità, ad esempio: «magnetointensità» e «variazione magnetosecolare». Seguiamo il NASC nel considerare solo le unità di magnetopolarità di uso ormai comune in stratigrafia.

b) UNITÀ DI MAGNETOPOLARITÀ

«Un'unità di magnetopolarità è un corpo di rocce caratterizzato dalla sua polarità magnetica residua e distinto dalle rocce adiacenti che hanno polarità diversa» (NASC, 1983). La *magnetopolarità* è quindi la documentazione, registrata nelle rocce, della storia della polarità del campo magnetico terrestre (NASC, 1983). La definizione di una unità di magnetopolarità è indipendente sia dal tempo in cui ha acquisito la magnetizzazione, sia dal fatto che il suo magnetismo possa essere primario, cioè acquisito all'atto della genesi della roccia, o secondario, cioè acquisito successivamente. Le unità di magnetopolarità riconosciute nelle successioni sedimentarie vengono indicate con i termini di *zona* e *subzona di magnetopolarità*. Seguendo il NASC, le zone e le subzone di magnetopolarità prendono il nome della località geografica in cui sono state identificate.

Le zone di magnetopolarità sono formalmente simili alle unità biostratigrafiche e litostratigrafiche, in quanto sono definite tramite una particolare proprietà della roccia; esse differiscono però profondamente da quelle biostratigrafiche e litostratigrafiche. A differenza di queste ultime, infatti, le zone di magnetopolarità sono concepite come «teoricamente e potenzialmente» globali e isocrone; tuttavia, per definizione, le unità di magnetopolarità non sono unità cronostatigrafiche (§ 8.7.4), in

quanto non sono definite dal tempo, ma da una particolare proprietà (come le unità biostratigrafiche e litostratigrafiche). Inoltre, «una unità di magnetopolarità non presenta di per se stessa l'evidenza che la polarità è primaria, o caratteri che permettano il suo non equivoco riconoscimento in strati della stessa età di altre aree» (NASC, 1983).

Occorre infatti considerare che:

— L'alterazione meteorica e i fenomeni di mineralizzazione secondaria possono portare ad una magnetizzazione secondaria, che può indebolire o cancellare la magnetizzazione primaria. Esistono tecniche particolari per riconoscere il segnale primario da quelli secondari, basate sul principio che, in genere, la magnetizzazione secondaria è più debole di quella primaria. Va poi considerato che la magnetizzazione detritica residua primaria potrebbe non riflettere quella del campo magnetico in cui la roccia si è formata. La dimensione dei granuli, ad esempio, potrebbe essere troppo grande per una loro orientazione da parte del campo magnetico terrestre; oppure, anche in assenza di altre cause, l'orientazione delle particelle potrebbe dipendere prevalentemente dalla loro forma o dalla loro disposizione iniziale: particelle di forma appiattita dovrebbero tendere ad «impacchettarsi» in una certa direzione preferenziale, in modo relativamente indipendente dalle forze esterne. È intuibile, in definitiva, che l'orientazione dei granuli nel senso delle linee di forza del campo magnetico terrestre è un fenomeno essenzialmente statistico. Bisogna inoltre tener presente che fenomeni di dissoluzione e di ricristallizzazione potrebbero dar luogo a una magnetizzazione residua chimica che può mascherare la magnetizzazione primaria. Secondo gli Autori anche uno *shock* meccanico determinato da un terremoto (o dalle operazioni di prelievo di un campione) può provocare una attenuazione del segnale primario o addirittura una rimagnetizzazione della roccia.

— La successione delle inversioni del campo paleomagnetico della Terra, in una sequenza sedimentaria o in una successione di lave basaltiche, viene registrata come un segnale binario, corrispondente ad esempio ad una successione di segnali bianchi e neri. La diversità dell'ampiezza degli intervalli di polarità e la loro associazione costituiscono gli unici segnali che contraddistinguono i singoli intervalli. Queste due caratteristiche non sono sufficienti, per lo più, per la correlazione diretta degli intervalli di polarità con la scala temporale delle inversioni di polarità. Il loro riconoscimento deve quindi essere associato a dati radiometrici, biostratigrafici o ad altri elementi tempo-diagnostici (Finestra 8.9).

b1) *Unità cronostatigrafiche di magnetopolarità*

Una unità cronostatigrafica di magnetopolarità «è un corpo di roccia caratterizzato dalla polarità magnetica primaria acquisita quando la roccia fu deposta o cristallizzò durante uno specifico intervallo di tempo» (NASC, 1983) che corrisponde all'unità cronologica di magnetopolarità. La *cronozona di magnetopolarità* è l'unità fondamentale della classificazione cronostatigrafica magnetopolare. Nell'ambito di una cronozona a polarità inversa o normale possono essere comprese *subcronozone* con polarità diversa. Ad esempio, nella cronozona a magnetopolarità normale Gauss sono comprese subcronozona a polarità inversa (subcronozona Kaena e Mammoth) (fig. 8.34). L'associazione di più cronozone di magnetopolarità viene indicata con il termine di *supercronozona di magnetopolarità*.

Va precisato che la cronozona di magnetopolarità e, in generale, tutte le unità cronostatigrafiche non hanno significato se non sono definite tramite una sezione tipo. L'identificazione e la definizione delle cronozone avviene tramite un processo

graduale di riconoscimento, datazione e correlazione delle zone di magnetopolarità (NASC, 1983).

La classificazione delle rocce in unità cronostratigrafiche di magnetopolarità ha lo scopo di correlare le rocce della Terra che presentano la stessa età e la stessa magnetopolarità e di delineare la storia della polarità del campo magnetico terrestre (NASC, 1983).

b2) *Unità cronologiche di magnetopolarità*

Le unità cronologiche di magnetopolarità sono suddivisioni del tempo geologico, distinte sulla base degli intervalli di magnetopolarità, registrati nelle unità cronostratigrafiche di magnetopolarità.

Fino agli anni '70 le unità cronologiche di magnetopolarità erano designate come epoche ed eventi (Cox *et al.*, 1963). Nel 1979 è stato tuttavia deciso ufficialmente (ISSC, 1979) di abbandonare questa terminologia (ad esempio, epoca Gauss; evento Mammoth), in quanto il termine «epoca» è usato ufficialmente come equivalente del termine cronostratigrafico «serie» (§ 8.7.4b) e il termine «evento» si riferisce «ad un istante geologico e non ad un intervallo temporale o stratigrafico» (ISSC, 1979). Per la suddivisione del tempo basata sulla magnetopolarità, la ISSC suggerisce pertanto di utilizzare il termine *crono* invece del termine «epoca» e *subcrono* invece di «evento». L'espressione «Epoca Gauss» verrà quindi sostituita da «Crono di magnetopolarità normale Gauss»; analogamente, l'espressione «evento Mammoth» verrà sostituita da «Subcrono di magnetopolarità inversa Mammoth». Il termine di «Supercrono di magnetopolarità» è stato introdotto per indicare intervalli molto lunghi, che comprendono più croni di diversa polarità.

In conclusione, il *crono di magnetopolarità* è l'unità fondamentale del tempo geologico che corrisponde all'intervallo di tempo di una cronozona di magnetopolarità. Le unità superiori e inferiori (*supercrono* e *subcrono di magnetopolarità*) corrispondono rispettivamente alla supercronozona e alla subcronozona di magnetopolarità.

c) LA SCALA TEMPORALE DELLE INVERSIONI DI MAGNETOPOLARITÀ

La scala del tempo delle inversioni di magnetopolarità, indicata anche come «scala tempo delle polarità geomagnetiche» (GPTS = Geomagnetic Polarity Time Scale), è stata messa a punto tramite l'integrazione di tre fonti di dati indipendenti.

c1) *La datazione radiometrica delle inversioni di polarità registrate nelle lave.*

È il metodo più intuitivo per ricostruire la GPTS: vengono datate radiometricamente le inversioni di polarità magnetica registrate nelle rocce ignee (generalmente basalti). L'incertezza analitica del metodo di datazione K-Ar (che è almeno del 2%) non permette il corretto posizionamento stratigrafico delle inversioni di polarità, riconosciute in livelli di lava isolati (non in sequenza) più antichi di 5 milioni di anni. Alcuni autori (McDougall *et al.*, 1977) hanno esteso nel tempo la GPTS fino a 6,5 m.a. analizzando successioni vulcaniche «continue» dell'Islanda occidentale.

c2) *L'interpretazione delle bande magnetiche dei fondi oceanici.*

L'analisi delle anomalie magnetiche fornisce informazioni sulla sequenza delle inversioni di polarità dal Giurassico superiore ad oggi. Partendo dalla GPTS degli ultimi 4 milioni di anni, è stata attribuita alle singole bande magnetiche un'età basata sulla loro rispettiva ampiezza, assumendo una velocità di espansione dei fondi ocea-

nici costante. Heirtzler *et al.* (1968), nell'Atlantico meridionale, hanno esteso e calibrato numericamente la GPTS fino al Cretacico.

Un metodo alternativo, per ricostruire e calibrare cronologicamente (in modo relativo) la GPTS, consiste nello studio biostratigrafico dei sedimenti che giacciono immediatamente sopra il basamento igneo. In questo modo si arriva alla calibratura biostratigrafica delle singole bande.

c3) *Le inversioni di polarità registrate nelle successioni sedimentarie.*

La successione delle anomalie magnetiche dei fondi oceanici è stata riconosciuta nelle sezioni sedimentarie pelagiche, consentendo quindi la correlazione delle anomalie con le scale biostratigrafiche. Le sequenze sedimentarie in cui si riscontra la successione delle inversioni di polarità vengono studiate da un punto di vista biostratigrafico e calibrate ad una scala biostratigrafica standard. In questo modo si arriva dunque ad una datazione relativa delle inversioni di magnetopolarità. La presenza nelle sezioni di livelli con minerali autigeni (come la glauconite) o di livelli di vulcaniti e di prodotti vulcanici permette di ottenere la datazione radiometrica delle sequenze sedimentarie. Il segnale paleomagnetico delle rocce sedimentarie è «più debole» di quello dei basalti; le successioni sedimentarie presentano, tuttavia, una maggiore continuità rispetto alle rocce ignee e per questo motivo il loro studio paleomagnetico è di estremo interesse per estendere indietro nel tempo la GPTS. I dati paleomagnetici ottenuti dalle successioni sedimentarie provengono sia dallo studio delle successioni carotate sul fondo degli oceani, sia da sezioni in affioramento.

Gli studi, condotti in gran parte nell'ambito del progetto di ricerca Deep Sea Drilling Project (DSDP), hanno permesso la ricostruzione della GPTS dal Cretacico. Analoghi risultati sono stati ottenuti dallo studio delle sezioni pelagiche in affioramento. Le sezioni adatte per questi studi sono rare, in quanto devono possedere particolari requisiti; devono infatti essere molto potenti, continue, ricche di eventi biostratigrafici e costituite da rocce con una magnetizzazione sufficiente. In Umbria, nell'area di Gubbio, affiorano le successioni magneto-biostratigrafiche più continue e complete che si conoscano attualmente. Lo studio di queste successioni (sezione del Bottaccione, sezione della Cava Contessa, ecc.) ha permesso la ricostruzione della sequenza di magneto-polarità, dal Cretacico medio fino all'Oligocene superiore, che è stata correlata con il profilo delle anomalie magnetiche oceaniche (Premoli Silva *et al.*, 1988) (fig. 8.33). Gli studi in corso sono finalizzati alla ricostruzione e alla calibratura biostratigrafica delle inversioni di magnetopolarità del Mesozoico inferiore. Anche se, con un dettaglio molto minore, la storia delle inversioni di polarità si estende fino al Proterozoico superiore (Cowie & Bassett, *in* Briggs & Crowther, 1990), va però tenuto presente che il basamento oceanico più antico è databile all'Oxfordiano (Giurassico sup.) e che la GPTS dei tempi precedenti all'Oxfordiano viene ricostruita esclusivamente tramite studi paleomagnetici di sezioni in affioramento.

d) PROBLEMI DI NOMENCLATURA IN MAGNETOSTRATIGRAFIA

Gli ultimi quattro croni della scala temporale hanno mantenuto, in omaggio alla tradizione, i nomi dei più eminenti pionieri dello studio del campo paleomagnetico terrestre (Brunhes, Matuyama, Gauss e Gilbert). Considerando, tuttavia, l'elevatissimo numero di inversioni di polarità, fin dagli anni '60 gli Autori (Hays & Opdike, 1967) hanno proposto la loro identificazione tramite un criterio di numerazione progressiva, partendo dal crono **1** che corrisponde al crono Brunhes. I croni con polarità

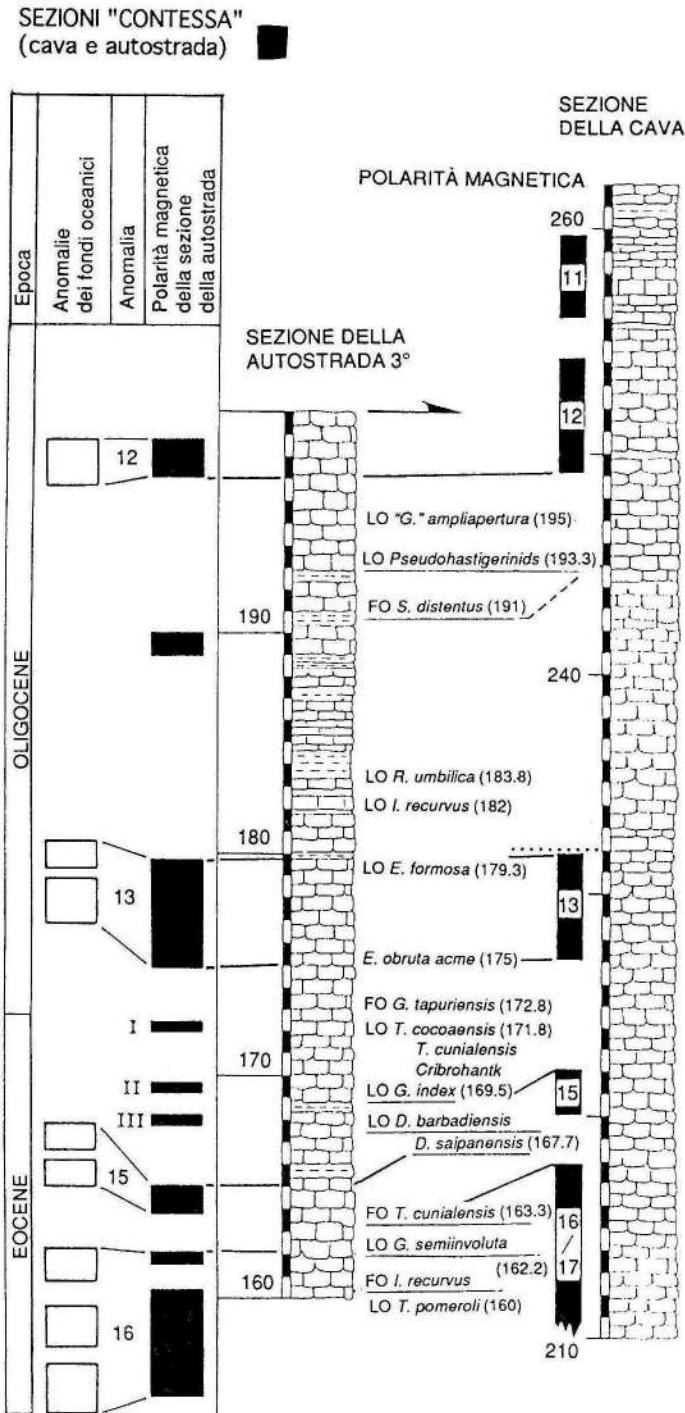


Fig. 8.33 – Correlazione delle anomalie magnetiche del fondo oceanico con le inversioni di magnetopolarità di due delle sezioni «Contessa» (Eocene/Oligocene dell'area di Gubbio). D. = *Discoaster*; E. = *Ericsonia*; I. = *Isthmolitus*; R. = *Reticulofenestra*; S. = *Sphaenolithus* (nannofossili calcarei); G. = *Globigerinatheca*; «G.» = «*Globigerina*»; T. = *Turborotalia* (foraminiferi planctonici) (da Premoli Silva *et al.*, 1988).

normale sono generalmente indicati con i numeri dispari e quelli di polarità inversa con numeri pari, i subcroni sono denominati con una lettera seguita dal numero del crono. Nei primi 5 milioni di anni, i subcroni possono mantenere la loro denominazione di origine geografica (subcrono Jaramillo, Olduvai, Nunivak, ecc.).

Le bande magnetiche a polarità normale sono numerate in modo progressivo procedendo dall'asse della dorsale verso i margini del bacino. Recentemente Tauxe *et al.* (1983) hanno proposto una nomenclatura particolare per denominare i croni basati sulle bande magnetiche dei fondi oceanici; questa prevede l'aggiunta del prefisso **C** (crono) al numero dell'anomalia magnetica corrispondente. Ciascun crono viene suddiviso in parti a polarità normale o inversa, rispettivamente con l'aggiunta delle sigle **N** (normal) ed **R** (reversed). La scoperta di nuove bande magnetiche (e quindi dei corrispondenti croni) ha comunque complicato questa nomenclatura. Hailwood (1989) ha proposto una rinumerazione delle bande magnetiche, nella quale ciascun numero è preceduto dalla lettera **S** (numerazione sistematizzata). Da notare che nel Cenozoico e nel Cretacico superiore sono numerate solo le bande a polarità normale, mentre nel Giurassico e nel Cretacico inferiore, periodi caratterizzati da estesi intervalli a polarità normale, sono numerate solo le bande a polarità inversa (precedute dalla lettera **M**).

e) CORRELAZIONI MAGNETO-STRATIGRAFICHE

La messa a punto della scala temporale delle inversioni di magnetopolarità ha costituito evidentemente una condizione indispensabile per poter effettuare correlazioni fondate sulle zone di magnetopolarità. Idealmente, iniziando una perforazione in sedimenti di mare profondo e procedendo dai sedimenti attuali verso i più antichi, si dovrebbero trovare una dopo l'altra «tutte» le inversioni di polarità della scala tempo di magnetopolarità e si potrebbero quindi ottenere delle precise crono-correlazioni. In realtà, le lacune di sedimentazione o anche la mancata registrazione di una sola unità, rendono incerto il tentativo di correlazione. In pratica, come si è già osservato, la magnetostratigrafia deve sempre essere associata con un altro mezzo tempo-diagnostico. L'associazione della magnetostratigrafia con la biostratigrafia (*magneto-biostratigrafia*) ha costituito una vera e propria pietra miliare per gli studi stratigrafici, del Cenozoico in particolare. Il caso riportato nella finestra 8.9 costituisce un esempio, molto semplice, della procedura più comune utilizzata dai ricercatori per correlare le unità magnetopolari di una sezione con la GPTS.

In generale, l'analisi magnetostratigrafica consente di: 1) arrivare ad un più elevato grado di definizione stratigrafica; 2) controllare il grado di sincronismo dei bioeventi omotassici; 3) approssimare una datazione numerica dei dati biostratigrafici; 4) datare numericamente le successioni sedimentarie e i limiti cronostatigrafici.

f) MAGNETOSTRATIGRAFIA E BIOSTRATIGRAFIA

Tra i dati magnetostratigrafici e la biostratigrafia si è stabilito un rapporto di interazione che, oltre a permettere nuove applicazioni, è risultato fondamentale per raggiungere l'obiettivo di una stratigrafia di dimensione globale. Il criterio dell'omotassia integrato dalla magnetostratigrafia, e verificato in un elevato numero di sezioni, ha permesso di provare l'esistenza, nel Cenozoico, di numerosi eventi biostratigrafici sincroni, a scala regionale o anche a scala interoceanica (fig. 8.34). Dopo che sono stati datati numericamente tramite la scala temporale della magnetopolarità, questi

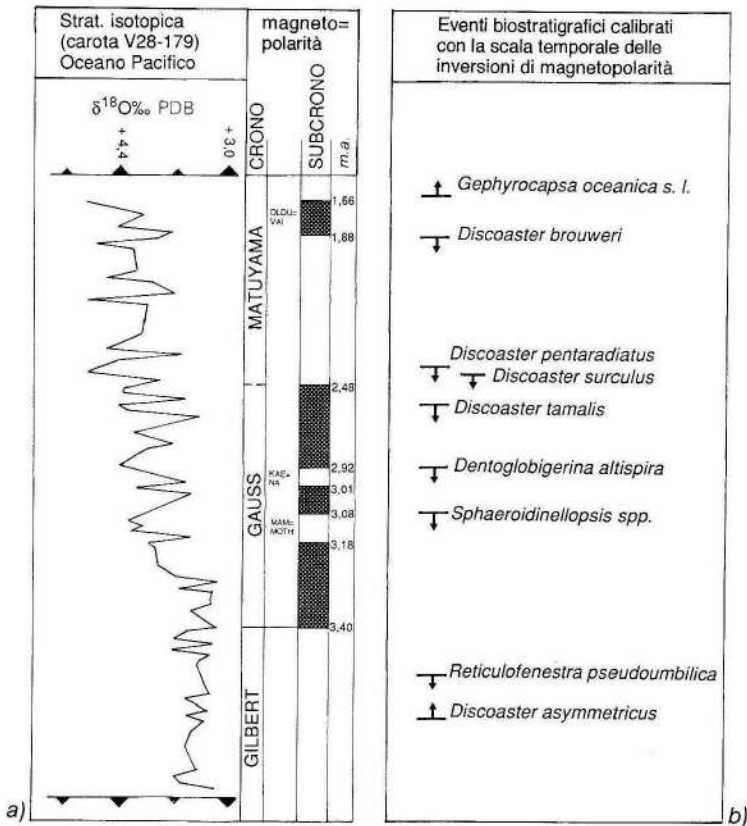


Fig. 8.34 – a, Stratigrafia isotopica della carota V28-179 del Pacifico equatoriale calibrata con la Scala Temporale delle Inversioni di Magnetopolarit  (Shackleton & Opdyke, 1977). Si noti il primo importante aumento dei valori di ^{18}O a circa 3,2 m.a. e il successivo e pi  importante aumento a circa 2,5 m.a. Nel Pliocene, i primi ghiacciai nel nostro emisfero iniziarono a formarsi in Islanda e sulla Sierra Nevada a circa 3 m.a., ma la formazione della calotta artica pare risalire a circa 2,5 m.a. Per la spiegazione della curva si rimanda al § 8.6.3a. b, Selezione di alcuni bioeventi del plancton calcareo calibrati con la Scala Temporale delle Inversioni di Magnetopolarit . La stratigrafia paleomagnetica ha permesso di dimostrare che questi bioeventi (FAD e LAD) omotassici sono penecontemporanei, alle basse e medie latitudini, sia nel Pacifico sia nell'Atlantico.

eventi biostratigrafici assumono un significato cronologico espresso in anni, anche se ovviamente approssimato, e sono utilizzati direttamente per valutazioni, in termini di «tempo assoluto», nelle successioni sedimentarie dove non   possibile (ed   il caso pi  frequente) disporre di dati magnetostratigrafici e/o radiometrici.

La messa a punto della magnetostratigrafia ha costituito un autentico ponte tra la biostratigrafia e le datazioni numeriche. La magnetobiostratigrafia rappresenta il mezzo pi  semplice ed economico (spesso l'unico possibile) per affrontare alcuni problemi di fondamentale importanza per la ricerca geologica e stratigrafica. Essa infatti consente di valutare «in anni» la velocit  di sedimentazione, gli intervalli di tempo che corrispondono alle lacune sedimentarie (§ 8.5.2h) e alle fasi tettoniche, e, associata alle ricostruzioni paleoambientali, permette anche di valutare i tassi di subsidenza di un bacino sedimentario.

L'utilizzazione dell'indagine magnetobiostratigrafica è quindi di fondamentale importanza per la soluzione di numerosi problemi stratigrafici e geologici quali:

f1) *Calibrazione cronologica delle zone biostratigrafiche*

Si stabilisce una zonazione paleomagnetica, associata ad una zonazione biostratigrafica, in un numero elevato di sezioni di regioni diverse. Si tenta poi la correlazione della successione delle magnetozone con la scala temporale delle inversioni di magnetopolarità (GPTS).

f2) *Correlazione delle successioni pelagiche carotate in mare con le sezioni in affioramento*

Gli stratotipi che definiscono le unità cronostratigrafiche (§ 8.7.5) sono sempre rappresentati da sezioni in affioramento; è dunque indispensabile la correlazione accurata della biostratigrafia delle successioni carotate sul fondo degli oceani con quella delle sezioni in affioramento. La magnetobiostratigrafia costituisce lo strumento più valido per ottenere questo risultato.

f3) *Correlazione delle successioni sedimentarie marine e continentali*

La correlazione delle successioni sedimentarie di paleoambienti diversi (marino aperto, marginale, continentale) ha sempre costituito uno dei problemi di più difficile soluzione in stratigrafia, per la scarsità di resti fossili comuni. L'indagine magnetostratigrafica (anche in questo caso ancorata a qualche dato radiometrico, stratigrafico o biostratigrafico comune) fornisce un mezzo utilissimo per arrivare a correlazioni precise ed in particolare alla costruzione di una scala biostratigrafica integrata (fig. 8.28). L'indagine magnetostratigrafica è stata d'importanza determinante, ad esempio, nel dimostrare che l'estinzione di molti taxa terrestri è stata contemporanea con quella di molti taxa marini.

f4) *Datazione dei cambiamenti climatici del Cenozoico superiore*

Le più importanti fonti di informazioni dell'evoluzione climatica del Cenozoico superiore derivano dallo studio delle associazioni polliniche in sezioni sedimentarie continentali o marine in affioramento e dallo studio paleontologico e geochemico delle carote di mare profondo. L'indagine magnetostratigrafica fornisce un indispensabile riferimento cronologico per posizionare correttamente gli eventi rilevati come, ad esempio, variazioni relative delle associazioni polliniche di significato climatico diverso, variazioni dell'abbondanza relativa delle forme marine di acque fredde e calde, variazioni dei rapporti degli isotopi dell'ossigeno nei gusci degli organismi planctonici, variazioni del contenuto di CaCO_3 nei sedimenti delle basse latitudini e di fanghi silicei in quelli delle alte latitudini (entrambe collegate a fluttuazioni della produttività o a processi di dissoluzione, indirettamente controllati dalla temperatura), ecc.

FINESTRA 8.8 — BIOSTRATIGRAFIA, BIOCRONOLOGIA E MAGNETO-BIOCRONOLOGIA

Per *biocrono*, come definito da Williams (1901), si intende l'intervallo di distribuzione temporale di una certa associazione di taxa; esso rappresenta dunque l'intervallo di tempo di una biozona ed è completamente svincolato da qualsiasi sezione stratigrafica.

L'introduzione del concetto di biocrono risale ai paleontologi americani che, all'inizio del secolo, utilizzavano i mammiferi come mezzo di correlazione dei depositi continentali. La biocorrelazione delle successioni continentali è spesso resa ardua dal fatto che gli affioramenti sono per lo più puntiformi nel tempo e nello spazio e dunque gli stratigrafi non possono avvalersi della biostratigrafia zonale classica (Finestra 8.7). In questa situazione, il riconoscimento degli stadi evolutivi delle faune diventava il criterio essenziale per ricostruire la successione cronologica dei depositi continentali. Questa procedura rientra nel campo della biocronologia, cioè dell'«organizzazione del tempo geologico secondo il processo irreversibile dell'evoluzione in un *continuum* organico» (Berggren & Van Couvering, 1978). In una concezione meramente biostratigrafica, i fossili costituiscono dei markers pratici per le ricostruzioni e le correlazioni stratigrafiche e l'interpretazione del loro significato stratigrafico in chiave evolutiva costituisce un passo successivo. Secondo Berggren e Van Couvering (1978) la correlazione biocronologica è basata:

- (1) sulla selezione dei bioeventi (*datum plane*) a più ampia distribuzione, in gran parte costituiti da LAD e FAD;
- (2) sul controllo, con tutti i mezzi disponibili, del sincronismo dei bioeventi, esaminandoli nel contesto delle successioni biostratigrafiche locali;
- (3) sul tentativo di mettere in relazione i bioeventi con livelli datati radiometricamente, come ad esempio un livello di ceneri vulcaniche, o con una inversione del campo di magnetopolarità.

In definitiva, la biocronologia, nella accezione di Berggren e Van Couvering, corrisponde al tentativo di estrapolare dai dati biostratigrafici quegli eventi (rappresentati essenzialmente da dati evolutivi e quindi unidirezionali e irreversibili) che consentono le correlazioni più ampie possibili (inter-oceaniche o addirittura globali) e, possibilmente, di esprimere la loro datazione con valori numerici.

È opportuno sottolineare che *biocronologia* non significa «datazione numerica di bioeventi», come talora sottintendono alcuni autori. La datazione numerica dei bioeventi viene generalmente conseguita tramite la magnetostratigrafia e i dati ottenuti vengono indicati come magneto-biocronologici o magneto-biostratigrafici.

Esiste, inoltre, una notevole differenza di metodo tra la procedura biocronologica che utilizza un criterio evolutivo per ricostruire la successione delle faune, partendo da depositi puntuali nel tempo e nello spazio, e quella che utilizza invece, sulla base di un record biostratigrafico relativamente completo, tutti i metodi tempo-diagnostici disponibili per riconoscere (e successivamente utilizzare) gli eventi biocronologici.

Concludendo, non si può far a meno di osservare che la selezione degli eventi biocronologici corrisponde, almeno concettualmente, alla selezione tradizionale, nel contesto di tutti i dati biostratigrafici, dei «fossili guida» e cioè di markers geocronologici prodotti dal fenomeno irreversibile dell'evoluzione biologica.

FINESTRA 8.9 – CORRELAZIONE DELLE ZONE DI MAGNETOPOLARITÀ CON LA SCALA TEMPORALE DELLE INVERSIONI DI MAGNETOPOLARITÀ: IL CASO DELLA SEZIONE DELLA VRICA, STRATOTIPO DEL LIMITE PLIO-PLEISTOCENE

Le difficoltà e le modalità della correlazione degli intervalli di magnetopolarità riconosciuti in una successione sedimentaria con la Scala Temporale delle Inversioni

di Magnetopolarità (GPTS) sono ben illustrate nello studio della sezione della Vrica (Tauxe *et al.*, 1983). In questa sezione, la presenza di un livello di cinerite datato a 2,2 m.a. (Obradovitch *et al.*, 1982), stratigraficamente al di sotto del segmento di sezione studiato, ha permesso a Tauxe *et al.* di affermare che le tre zone di magnetopolarità N1, N2, N3 sono più recenti del limite Gauss/Matuyama (2,47 m.a.). Considerando che tra il limite Gauss/Matuyama e il limite Matuyama/Brunhes, che cade nel crono inverso Matuyama, sono compresi i subcroni normali Reunion (a circa 2 m.a.), Olduvai (tra 1,88 e 1,67 m.a.) e Jaramillo (tra 0,98-0,91 m.a.), Tauxe *et al.* hanno formulato tre ipotesi diverse: «a) N1 e N2 sono i sub-croni Reunion e N3 è il sub-crono Olduvai; b) N1 e N2 corrispondono all'Olduvai e N3 è un breve sub-crono normale tra l'Olduvai e lo Jaramillo; c) N1 e N2 comprendono il sub-crono Olduvai e N3 è lo Jaramillo».

Le zone di polarità normale N1 e N2 sono comprese tra il LAD di *Discoaster brouweri* e il LAD di *Calcidiscus macintyreii*. Poiché nelle carote oceaniche delle basse e medie latitudini il LAD di *D. brouweri* approssima la base dell'Olduvai (1,88 m.a.) e il LAD di *C. macintyreii* è considerata un evento globale datato a circa 1,45 m.a. (Backman *et al.*, 1983), Tauxe *et al.* hanno attribuito al subcrono a polarità normale Olduvai le zone N1 e N2. La presenza inoltre di *Helicosphaera sellii* nella zona di polarità normale N3 sembra escludere un riferimento di quest'ultima al subcrono di polarità normale Jaramillo; infatti il LAD di *H. sellii*, per quanto rappresenti un evento diacrono (nelle diverse fasce latitudinali), precede costantemente il subcrono Jaramillo. In conclusione, Tauxe *et al.* (1983), tenendo conto dei dati magneto-biostratigrafici disponibili, hanno privilegiato la seconda ipotesi (fig. 8.44).

8.6.3 — Stratigrafia con gli isotopi stabili e biostratigrafia

Gli elementi in natura sono rappresentati, oltre che da isotopi instabili, anche da isotopi stabili, che non subiscono nel tempo alcun fenomeno di decadimento e che presentano un rapporto ben definito, caratterizzato dalla assoluta predominanza di uno degli isotopi.

L'analisi delle piccole, ma significative, fluttuazioni nel tempo del rapporto degli isotopi stabili di alcuni elementi, ossigeno e carbonio in particolare, è divenuta di fondamentale importanza per le ricerche paleoclimatiche, paleoceanografiche e stratigrafiche, anche se talora, come nel caso del rapporto degli isotopi del carbonio ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$), la loro interpretazione è molto complessa e ancora controversa. La messa a punto di questi metodi, la loro integrazione con la stratigrafia paleomagnetica e con la documentazione biostratigrafica hanno costituito un'autentica pietra miliare. Come esempio di stratigrafia isotopica, viene riportata una breve sintesi sul metodo degli isotopi dell'ossigeno.

a) LA STRATIGRAFIA CON GLI ISOTOPHI DELL'OSSIGENO

L'ossigeno è presente in natura con tre isotopi ^{16}O , ^{17}O e ^{18}O . ^{16}O e ^{18}O costituiscono rispettivamente circa il 99,75% e lo 0,2% dell'ossigeno attuale. Nel 1955 Emiliani, sulla base degli studi teorici di Urey (1947), che dimostrarono che il rapporto $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ($= \delta^{18}\text{O}$) era dipendente dalla temperatura di precipitazione del CaCO_3 , ipotizzò che il rapporto $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, misurato nei gusci calcarei dei foraminiferi

ricchita di ^{16}O tramite le precipitazioni e l'apporto dei corsi d'acqua. All'inizio di una fase glaciale, tuttavia, una certa parte dell'acqua a basso rapporto $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (cioè arricchita in ^{16}O) non torna al mare e si concentra nelle calotte e nei ghiacciai (fig. 8.35). Questo fenomeno comporta un aumento significativo del rapporto $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (cioè un aumento di ^{18}O) negli oceani, che si mantiene durante la fase di stabilità delle calotte glaciali del Pianeta. Durante la fase di deglaciazione, l'apporto delle acque che deriva dallo scioglimento dei ghiacciai determina invece un progressivo (e molto più rapido) aumento di ^{16}O negli oceani (cioè una diminuzione del rapporto $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$). Emiliani riteneva che questo effetto fosse nettamente subordinato a quello della temperatura e non incidesse complessivamente per più di un terzo sul segnale isotopico; già prima della fine degli anni '60 si arrivò, tuttavia, ad una rettifica di questa ipotesi (Shackleton, 1967).

Le masse d'acqua di fondo degli oceani provengono dalle regioni polari. Infatti, è in queste regioni, in connessione con il processo di formazione del ghiaccio di mare, che si formano le acque a densità più elevata che, oltre ad avere una notevole salinità, presentano una temperatura vicina al punto di congelamento. Ci si può dunque aspettare che la temperatura di queste acque non sia variata in modo significativo al passaggio dagli emicicli glaciali a quelli interglaciali e viceversa. Le fluttuazioni del rapporto degli isotopi dell'ossigeno, registrate nei foraminiferi bentonici profondi, dovevano quindi riflettere solo la variazione della composizione isotopica degli oceani, imputabile alla variazione del volume di ghiaccio sui continenti. Dal confronto tra le curve dei segnali isotopici dei foraminiferi planctonici e quelle dei foraminiferi bentonici risultò evidente (Shackleton, 1967; Shackleton & Opdyke, 1973) che nel Pleistocene, cioè in un'epoca caratterizzata dall'esistenza di calotte glaciali, il segnale isotopico registrato nei foraminiferi planctonici era prevalentemente dovuto alla fluttuazione del volume delle calotte glaciali. La stima della composizione isotopica dovuta all'«effetto ghiaccio», ottenuta tramite il segnale dei foraminiferi bentonici profondi, permette di calcolare la temperatura di formazione del guscio calcareo dei foraminiferi planctonici. Seguendo Craig (1965) la stima delle paleotemperature si ottiene tramite la seguente formula:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 16,9 - 4,2 (\delta^{18}\text{O}_s - \delta^{18}\text{O}_w) + 0,13 (\delta^{18}\text{O}_s - \delta^{18}\text{O}_w)^2$$

dove T è la temperatura, $\delta^{18}\text{O}_s$ e $\delta^{18}\text{O}_w$ rappresentano la deviazione, espressa in millesimi, rispettivamente del guscio (shell) e della massa d'acqua (water) in cui è stato secreto, rispetto ad un rapporto isotopico standard convenzionale, generalmente lo standard PDB (Pee Dee Belemnite)⁴, che costituisce il rapporto riscontrato in una belemnite del Cretacico della Formazione di Pee Dee (South Carolina, U.S.A.).

Il valore di $\delta^{18}\text{O}$ è espresso dalla formula:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{[(^{18}\text{O}/^{16}\text{O}) \text{ campione} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O}) \text{ standard}]}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O}) \text{ standard}}$$

Se ad esempio il guscio di un foraminifero presenta un valore di $\delta^{18}\text{O}$ del 3‰ rispetto al PDB (fig. 8.34a) questo significa che la CO_2 ottenuta dal guscio è più ricca in ^{18}O del 3‰ rispetto a quella ottenuta dallo standard PDB.

Esiste un consenso unanime nel ritenere questo metodo molto importante per lo studio delle variazioni climatiche del Pleistocene; tuttavia, la tendenza attuale è quel-

⁴ Lo standard è stato preparato da esemplari di *Belemnitella mucronata* della Pee Dee Formation (da cui il nome). Nei lavori più recenti si fa anche riferimento al nuovo standard SMOW (*Standard Mean Ocean Water*) cioè alla media dell'acqua di mare aperto.

la di considerare questo rapporto isotopico come un mezzo per «misurare» la fluttuazione del volume dei ghiacci del pianeta durante i periodi glaciali, anziché uno strumento per misurare le paleotemperature in assoluto.

La cause che determinano le variazioni del rapporto degli isotopi dell'ossigeno negli

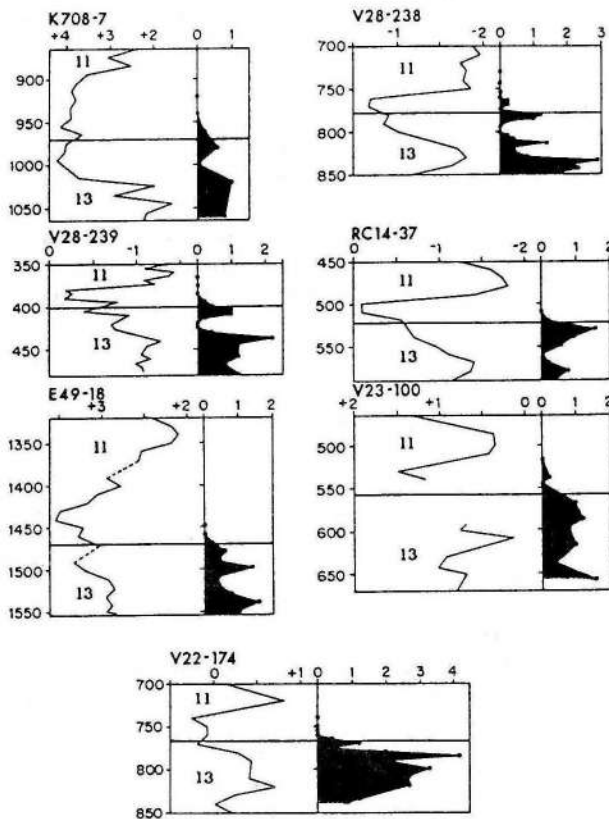
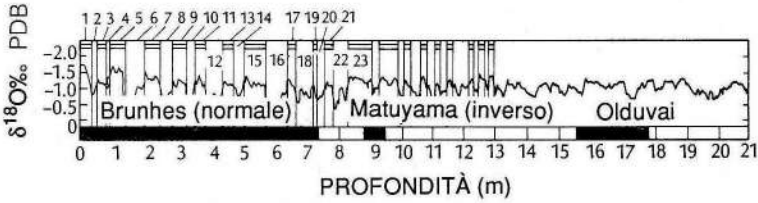


Fig. 8.36 - a, Curva delle fluttuazioni del rapporto degli isotopi dell'ossigeno calibrata con la Scala Temporale delle Inversioni di Magnetopolarità nella Carota V28-239 dell'Oceano Pacifico. Almeno fino allo stadio isotopico 23, le fluttuazioni di ^{18}O sono sincronone e riconoscibili globalmente. Le fluttuazioni verso l'alto della curva rappresentano gli intervalli interglaciali (diminuzione relativa di ^{18}O negli oceani), mentre le fluttuazioni verso il basso rappresentano gli intervalli glaciali (aumento relativo di ^{18}O negli oceani). Gli stadi isotopici sono stati numerati da Emiliani (1955, 1966) e da Shackleton e Opdyke (1973) (da Shackleton & Opdyke, 1976). b, Documentazione del sincronismo globale del LAD di *Pseudoemiliania lacunosa* (nannoplancton calcareo) tramite la curva degli isotopi dell'ossigeno di sette carote di mare profondo della fascia tropicale, subtropicale e subpolare. Nella parte sinistra di ogni riquadro è riportata la profondità in cm e la curva isotopica, nella parte destra è riportato l'andamento dell'abbondanza relativa della specie. La linea orizzontale, riportata in ogni riquadro, indica la definitiva e brusca diminuzione dell'abbondanza della specie, che cade costantemente nello stadio isotopico 12 (da Thierstein *et al.*, 1977).

oceani, durante le epoche glaciali (cioè caratterizzate dalla presenza costante di calotte glaciali) sono globali e, inoltre, i tempi di risposta delle acque oceaniche sono dell'ordine di un migliaio di anni. Su questa base, si può concludere che le variazioni dei rapporti isotopici dell'ossigeno negli oceani sono globali e sincroni a scala geologica. Dunque, tramite queste fluttuazioni isotopiche, è possibile effettuare delle vere e proprie cronocorrelazioni (fig. 8.36b).

Proprio sulla base del sincronismo delle variazioni riscontrate nelle «carote» estratte dai fondali oceanici, Emiliani, fin dal 1955, riconobbe che era possibile individuare, nelle curve isotopiche, degli intervalli ben definiti (e ben individuabili nelle diverse carote), denominati *stadi isotopici* e indicati con numeri progressivi, partendo da 1 per il più recente (fig. 8.36a). I limiti degli stadi isotopici vennero posti a mezza via tra i valori isotopici massimi e minimi e quindi gli stadi documentano una successione di variazioni climatiche, le più marcate delle quali rappresentano l'alternanza dei glaciali e degli interglaciali.

La successione degli stadi isotopici fu estesa prima fino a 17 (Emiliani, 1966) e, successivamente, fu portata a 23 (Shackleton & Opdyke, 1973). Il sincronismo degli stadi isotopici è stato da allora pienamente confermato e, almeno nell'ambito del Pleistocene, la *stratigrafia isotopica* è diventata uno dei metodi di correlazione più precisi. Come nel caso del paleomagnetismo, è chiaro che un singolo rapporto isotopico o una singola fluttuazione non presentano un significato cronologico, in quanto si tratta di eventi ripetitivi; pertanto la stratigrafia isotopica va sempre integrata con un altro elemento tempo-diagnostico, in particolare con i dati biostratigrafici.

È importante tener presente che gran parte della storia della Terra, almeno durante il Fanerozoico, è caratterizzata dall'assenza di calotte glaciali. La formazione della calotta glaciale antartica permanente caratterizza, ad esempio, solo gli ultimi 14 milioni di anni dei 65 del Cenozoico. Le variazioni dei rapporti degli isotopi dell'ossigeno nei periodi non glaciali, cioè caratterizzati dall'assenza o dalla formazione temporanea di calotte glaciali, sono imputabili solo alle variazioni di temperatura. È dunque prevedibile che i rapporti isotopici in questi periodi riflettano situazioni latitudinali e climatiche locali e costituiscano un metodo di minor precisione e risoluzione stratigrafica per cronocorrelazioni globali.

Il metodo, nonostante il suo enorme valore, non è esente da importanti limitazioni di cui occorre sempre tenere conto.

a) È implicito che, nell'applicazione del metodo a bacini con ridotte comunicazioni con gli oceani o in aree costiere, l'effetto evaporazione o l'effetto diluizione possono dare un'impronta del tutto locale al segnale isotopico. Le acque ad elevata salinità, a causa dell'intensa evaporazione, sono arricchite di ^{18}O , mentre le acque a bassa salinità, in cui prevale la diluizione, ne sono impoverite. Di regola, dunque, salinità e contenuto di ^{18}O variano in modo diretto.

b) In alcuni taxa è stata verificata l'esistenza di un controllo fisiologico nel rapporto isotopico registrato nel guscio; tale fenomeno è stato indicato con l'espressione *effetto vitale* (*vital effect*) (Urey *et al.*, 1951) oppure «precipitazione non in equilibrio». L'effetto vitale è molto elevato nei coralli, nelle alghe calcaree e negli echinodermi, ma, fortunatamente, è molto ridotto nei foraminiferi, nei molluschi e nei brachiopodi. Alcuni autori hanno tuttavia dimostrato (Duplessy *et al.*, 1970) che un controllo fisiologico può essere elevato anche in alcuni taxa di questi gruppi. Per questo motivo le misure vengono effettuate su una singola specie e non su specie diverse.

c) Il rapporto isotopico dei gusci riflette la temperatura a cui avviene la maggior parte dell'accrescimento.

d) I foraminiferi planctonici non registrano esattamente la temperatura della superficie del mare in quanto la secrezione del loro guscio avviene ad una certa profondità, che varia nelle diverse specie ed anche con l'età degli individui. Il metodo non è applicabile a specie e generi del passato di cui non si conosce l'habitat; in questi casi possono essere fatte solo delle stime.

A prescindere dalla sua applicazione stratigrafica, occorre sottolineare che il metodo degli isotopi dell'ossigeno, e in generale la geochimica degli isotopi, costituisce un mezzo di ricerca paleoceanografica e paleoambientale di enorme valore. Ad esempio, le misure isotopiche sui foraminiferi planctonici e bentonici, che vivevano a diverse profondità, possono permettere di ricostruire la struttura verticale e il grado di stratificazione delle masse d'acqua, in corrispondenza di un determinato intervallo di tempo.

Il metodo degli isotopi dell'ossigeno ha rappresentato una delle chiavi indispensabili per la comprensione dell'evoluzione climatica del Pleistocene. La sua integrazione con la stratigrafia paleomagnetica e con i dati biostratigrafici ha consentito la ricostruzione dettagliata dei cicli glaciali pleistocenici ed ha permesso di confermare la teoria astronomica di Milankovitch. L'analisi del rapporto degli isotopi dell'ossigeno nei gusci dei foraminiferi è utilizzata per ricostruzioni paleoambientali fino al Cretacico superiore.

FINESTRA 8.10 – GLI ISOTOPI DELLO STRONZIO

Di notevole interesse, anche se ancora in via di elaborazione, è il rapporto degli isotopi stabili dello stronzio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, il cui meccanismo di variazione non dipende dalle variazioni climatiche (come nel caso degli isotopi dell'ossigeno e del carbonio), ma dal decadimento radioattivo del ^{87}Rb in ^{87}Sr . Lo stronzio è un elemento affine al calcio che sostituisce in tracce in molti minerali. Si ritiene che il rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, che si riscontra nella calcite degli organismi marini, sia lo stesso di quello che si

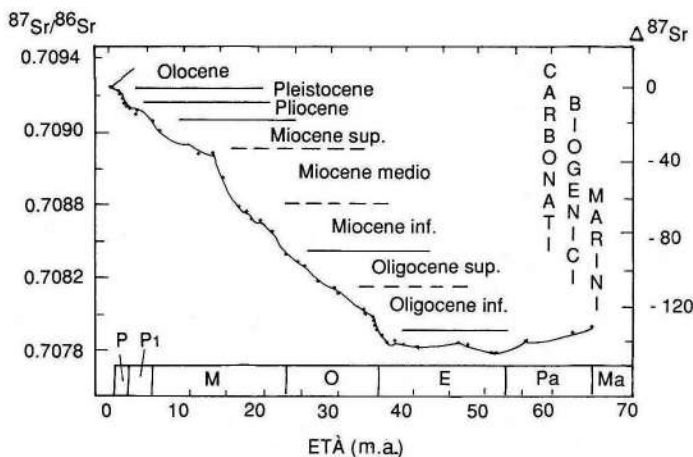


Fig. 8.37 – La variazione del rapporto degli isotopi dello stronzio è quasi lineare a partire dall'Eocene superiore in poi ed è quindi utilizzabile per datare i campioni solo da questa epoca. Ma = Maastrichtiano; Pa = Paleocene; E = Eocene; O = Oligocene; M = Miocene; P1 = Pliocene; P = Pleistocene (da De Paolo & Ingram, 1985).

riscontra nell'acqua in cui vivono. Secondo De Paolo & Ingram (1985) e altri autori, il tasso di incremento di ^{87}Sr è costante nel tempo dall'Eocene superiore. Dunque, da questa epoca, almeno in teoria, anche il rapporto isotopico di un solo campione di calcite di un organismo marino, in cui lo stronzio è contenuto in tracce, dovrebbe permettere di individuare un punto preciso sulla curva delle variazioni del rapporto isotopico (fig. 8.37) e quindi di arrivare ad una datazione numerica.

Questo metodo presenta notevoli potenzialità, ma il suo reale valore come mezzo di datazione numerica deve ancora essere definitivamente appurato. Numerose sono infatti le possibili fonti di errore; è intuitivo, ad esempio, che il rapporto isotopico non deve essere modificato da fenomeni di diagenesi, dolomitizzazione, alterazione, decadimento in posto di ^{87}Rb , ecc. In ogni caso rimangono ancora oggetto di dibattito le cause che hanno determinato le fluttuazioni isotopiche che si osservano prima dell'Eocene e la costanza delle variazioni dopo l'Eocene.

8.7 – CRONOSTRATIGRAFIA, GEOCRONOLOGIA E SCALA CRONOSTRATIGRAFICA (O GEOCRONOLOGICA) STANDARD GLOBALE

8.7.1 – Premessa

Hedberg (1978) ha paragonato la Scala Geocronologica ad una scala i cui pioli contrassegnano altrettante posizioni del tempo geologico. Con l'espressione *tempo geologico* si intende il tempo, nel contesto della storia della Terra, misurato con mezzi geologici tempo-diagnostici.

Una scala geocronologica o del tempo geologico, che possa servire come standard globale di riferimento per datare in senso relativo gli strati e i documenti che essi contengono, costituisce una esigenza indispensabile per ricostruire la storia della Terra. La biocronologia e la radiocronologia consentono «il riconoscimento di un ordine progressivo che lega una successione di eventi in un sistema di proprietà che variano in modo irreversibile» (Berggren & Van Couvering, 1978). Entrambe consentono una misura del tempo geologico e costituiscono, dunque, un aspetto della geocronologia. Tuttavia, nessuno dei mezzi «tempo-diagnostici», inclusa la biocronologia e la radiocronologia, utilizzati per riconoscere «la posizione nel tempo» degli strati e degli eventi geologici, per quanto indispensabili, è tanto «perfetto» da poter essere utilizzato per la definizione di unità stratigrafiche o geocronologiche globali e stabili e quindi di una scala geocronologica stabile e globale. La biostratigrafia, ad esempio, meglio ancora se integrata da altri mezzi tempo-diagnostici (stratigrafia paleomagnetica, datazioni radiometriche, stratigrafia isotopica, ecc.), permette, attraverso un processo di interpolazione, una classificazione globale delle successioni sedimentarie della Terra. Questo tipo di classificazione è, tuttavia, sempre perfettibile; infatti i limiti delle sue unità possono cambiare con la scoperta di nuovi fossili, oppure risultare diacroni in quanto definiti da fossili eterocroni; ardua poi sarebbe la scelta dei taxa da utilizzare per definire i limiti delle unità. La classificazione biostratigrafica è una classificazione dinamica, in continuo divenire, e dunque necessariamente instabile, che si avvale di biozone definite tramite organismi diversi nelle diverse regioni della Terra, i cui limiti sono soggetti a cambiare in relazione al progresso delle metodologie e delle conoscenze (figg. 8.38; 8.39). Analoghe considerazioni si possono

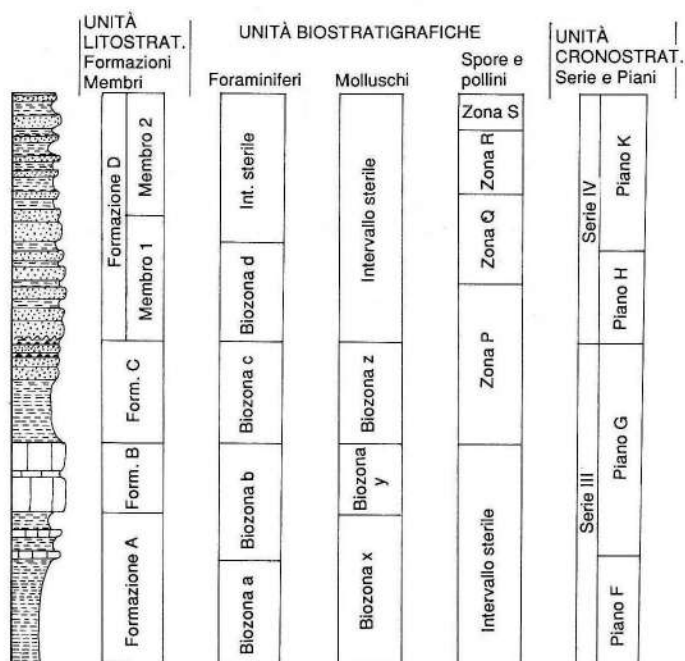


Fig. 8.38 – Relazione tra le diverse unità stratigrafiche, definite sulla base di proprietà e attributi diversi, in una successione sedimentaria (ISG, 1976).

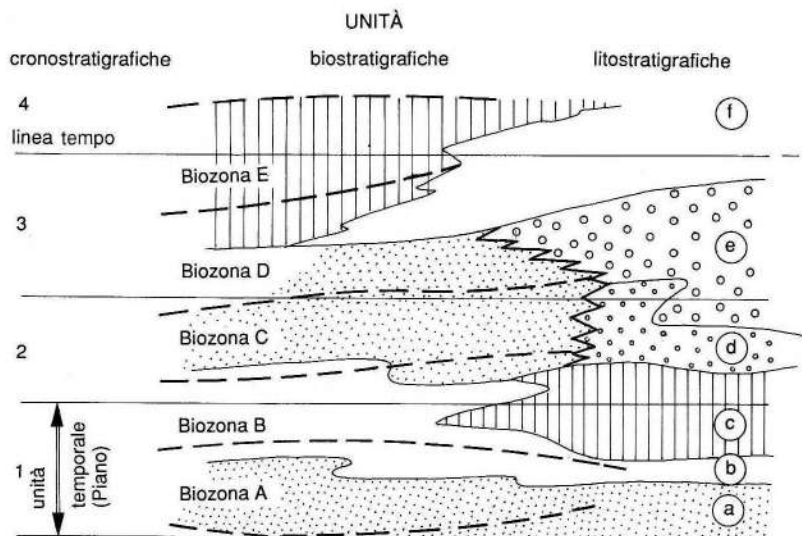


Fig. 8.39 – Rapporti tra le unità cronostratigrafiche (1, 2, 3, 4), biostratigrafiche (A, B, C, D, E) e litostratigrafiche (a, b, c, d, e, f). Le unità cronostratigrafiche sono delimitate da linee sincrone ideali. Nell'ambito di una bioprovincia i limiti delle biozone tendono ad approssimare linee tempo sincrone. Il diacronismo delle biozone dipende essenzialmente dalla velocità di diffusione e dai tempi di estinzione diversi dei taxa che le definiscono. Le unità litostratigrafiche sono marcatamente eterocrone e non sono di regola affidabili per le crono-correlazioni se non, e in casi particolari, a livello locale (da Pomerol et al., 1987).

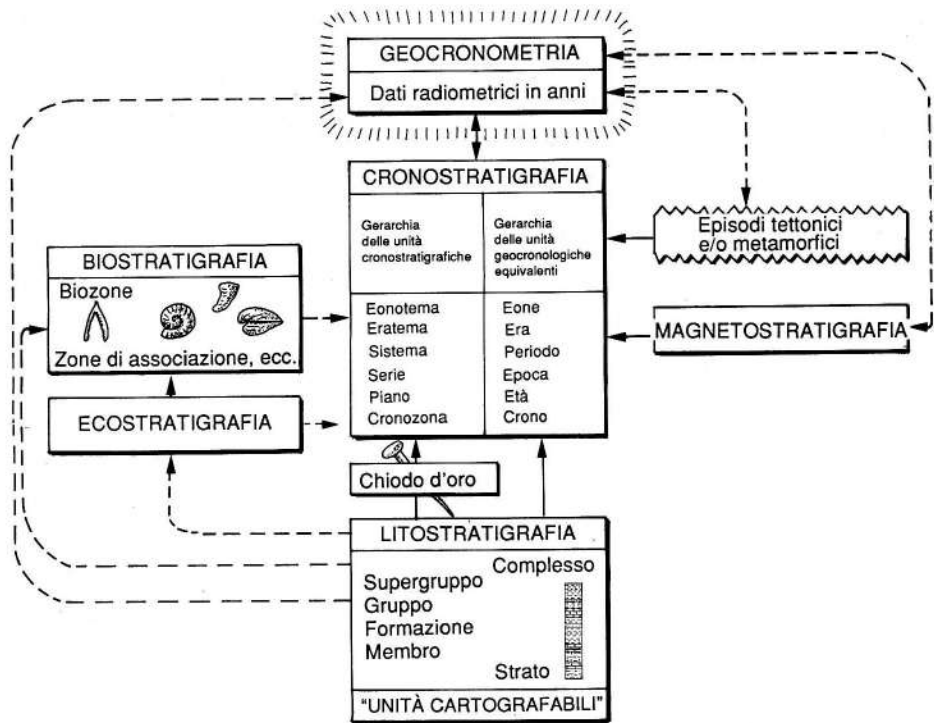


Fig. 8.40 – Nello schema è illustrato il modo di operare della Stratigrafia e le sue principali categorie. La cronostratigrafia occupa la posizione centrale in quanto costituisce il «contenitore» di tutti i dati provenienti dalle altre categorie (rielaborato da C. Holland, 1978 e Dinely, 1984).

estendere a tutti i mezzi tempo-diagnostici discussi nei paragrafi precedenti.

In pratica, una scala geocronologica ideale dovrebbe poter permettere l'utilizzazione di tutti i mezzi tempo-diagnostici, ma i limiti delle sue unità, cioè dei «pioli» della scala, dovrebbero essere convenzionali e non essere fondati su un mezzo tempo-diagnostico (Hedberg, 1978) (fig. 8.40).

L'intuizione di questo concetto risale ai Congressi Geologici Internazionali di Parigi (1878) e di Bologna (1882), che segnano il tramonto definitivo della concezione dei vecchi stratigrafi, secondo cui «...i sistemi e le altre divisioni stratigrafiche descritte in una località erano capitoli naturali della storia della Terra» (Harland *et al.*, 1989). Già allora emerse l'esigenza di una classificazione convenzionale, stabile e globale; solo dagli anni '50 (Hedberg, 1954), tuttavia, cominciò a concretizzarsi, sia da un punto di vista teorico sia pratico, il progetto di una classificazione stratigrafica fondata sulla cronostratigrafia, cioè sulla relazione tempo-sedimenti, articolata in unità isocrone ben definite e valide per tutta la Terra.

8.7.2 – Definizione e obiettivi della cronostratigrafia

La cronostratigrafia è «quella parte della stratigrafia che studia l'età degli strati e le loro relazioni temporali» (ISG, 1976) suddividendo, classificando e correlando gli

TABELLA 8.2 – Unità cronostratigrafiche e corrispondenti unità geocronologiche (con esempi).

Unità cronostratigrafiche	Unità geocronologiche	Esempio A	Esempio B
EONOTEMA	EONE	Fanerozoico	Fanerozoico
ERATEMA	ERA	Paleozoico	Mesozoico
SISTEMA	PERIODO	Siluriano	Giurassico
SERIE	EPOCA	Llandovery	Lias
PIANO	ETÀ	Telychiano	Toarciano
CRONOZONA	CRONO	<i>Spirograptus turriculatus</i>	<i>Hildoceras bifrons</i>

strati e gli eventi geologici sulla base di «intervalli di tempo isocroni e orizzonti temporali sincroni» (Schoch, 1989).

La cronostratigrafia può avere come scopo la determinazione delle relazioni temporali delle successioni stratigrafiche di un bacino o di una regione, indipendentemente da qualsiasi schema di organizzazione degli strati in unità stratigrafiche di applicazione globale (ISG, 1976). Tuttavia, l'introduzione della cronostratigrafia corrisponde essenzialmente all'esigenza di disporre di una classificazione stratigrafica globale e stabile; esigenza che si concretizza nella messa a punto di una «Scala Cronostratigrafica Standard e Globale», il cui obiettivo è di organizzare tutta la successione stratigrafica della Terra in unità (unità cronostratigrafiche), definite in modo convenzionale, ciascuna delle quali corrisponde, o meglio definisce, un determinato intervallo cronologico (unità geocronologica) (tab. 8.2). Tra queste unità non devono esistere né lacune, né sovrapposizioni. Questa «Scala» serve come base per la cronocorrelazione e, dunque, come sistema di riferimento per stabilire la posizione nel tempo geologico degli strati e degli eventi della storia della Terra.

8.7.3 – La Scala Cronostratigrafica (o Geocronologica) Standard Globale

Tutta la documentazione geologica, che ci fornisce una misura del tempo geologico, è contenuta negli strati e, dunque, le successioni stratigrafiche costituiscono il più obiettivo registratore del tempo geologico, in cui inserire i limiti convenzionali delle unità della scala geocronologica (Hedberg, 1978). Ogni punto di una successione stratigrafica continua corrisponde ad un determinato momento geologico. Il riferimento ad un punto preciso, o ad un intervallo stratigrafico in una successione continua di strati, è il solo modo per definire in modo convenzionale, ma proprio per questo permanente e stabile, un punto o un intervallo del tempo geologico. Questo equivale a dire che la scala geocronologica, globale e stabile in quanto articolata in unità stabilite in modo convenzionale, è definita tramite la scala cronostratigrafica. Con questa premessa, appare evidente che le espressioni *Scala Geocronologica* o *Scala Cronostratigrafica Standard Globale* sono entrambe corrette e concettualmente inscindibili, come la sabbia che scorre in una clessidra è inscindibile dal tempo; en-

trambe hanno la funzione di servire come base per le cronocorrelazioni e come sistema di riferimento per la collocazione cronologica degli eventi della Terra (ISG, 1976).

In pratica, con l'introduzione della cronostratigrafia, viene chiaramente distinto il sistema di riferimento (Scala Cronostratigrafica Standard Globale), fondato sulla relazione tempo-sedimenti, dai mezzi tempo-diagnostici. Lo scopo dichiarato è di voler utilizzare e integrare tutti i mezzi tempo-diagnostici, ma di non voler far dipendere il sistema di riferimento, che deve essere stabile e globale, dai loro difetti, dalla loro imprecisione e dal loro progresso. Con questo approccio si viene dunque a conciliare l'esigenza di un sistema di riferimento stabile e globale, che facilita la comunicazione dei ricercatori di tutta la Terra, con il continuo progresso dei mezzi di correlazione.

8.7.4 – Unità cronostratigrafiche e geocronologiche

Un'*unità cronostratigrafica* è una successione di strati rocciosi caratterizzata dall'essersi formata durante uno specifico intervallo del tempo geologico (ISG, 1976). Tale unità rappresenta tutte le rocce, e solo quelle, formatesi durante un certo intervallo della storia della Terra. Per definizione, le unità cronostratigrafiche sono delimitate da *superfici sincrone*. Il corpo di strati di una unità cronostratigrafica definisce l'intervallo di tempo in cui essi si sono depositati, cioè l'*unità geocronologica*. Per spiegare in modo semplice ed efficace la differenza tra le due unità si è fatto ricorso all'esempio della clessidra: una unità cronostratigrafica corrisponde allo strato di sabbia che si deposita sul fondo della clessidra in un certo intervallo di tempo, una unità geocronologica corrisponde all'intervallo di tempo in cui si deposita la sabbia (ISG, 1976).

Nell'ambito delle unità cronostratigrafiche, occorre fare una precisa distinzione tra le unità gerarchiche della Scala Cronostratigrafica Standard Globale e la cronozona, che è una unità cronostratigrafica non gerarchica.

a) LA CRONAZONA ED IL CRONO

Una *cronozona* è composta da tutte le rocce depositate in un intervallo di tempo che corrisponde alla distribuzione di un taxon, o di qualsiasi altra proprietà della roccia. L'unità geocronologica corrispondente alla cronozona è il *crono*. Una cronozona può essere utilizzata in modo formale come l'unità di minor rango tra le unità cronostratigrafiche, oppure in modo informale, ma in ogni caso non è inclusa nella gerarchia delle unità della Scala Cronostratigrafica Standard Globale.

Una cronozona, per essere definita, deve essere riferita ad una precedente unità stratigrafica come, ad esempio, una formazione o una biozona. Nel caso in cui una cronozona sia basata su una biozona definita dalla distribuzione stratigrafica di un taxon *x*, allora la cronozona include tutte le rocce che si sono formate nell'intervallo di tempo compreso tra la prima comparsa e la scomparsa del taxon *x* (fig. 8.41). Se una cronozona è fondata su una formazione, allora essa incorpora tutte le rocce che si sono formate nell'intervallo di tempo di massima estensione stratigrafica dell'unità: cioè tra la deposizione del più antico orizzonte fisico e quello più recente attribuibile alla formazione considerata. È ovvio che nel caso in cui ci si riferisca allo stratotipo della formazione, che nella maggior parte dei casi non si estende fino ai livelli più recenti della formazione, allora la cronozona comprende tutte le rocce depositatesi nell'in-

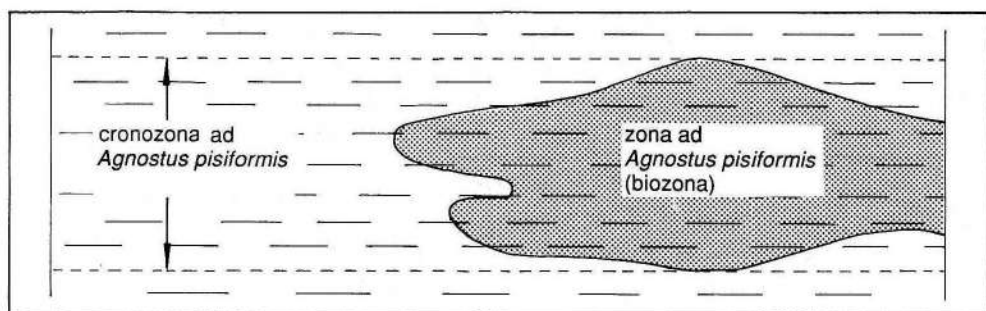


Fig. 8.41 – Relazione tra il concetto di biozona e il concetto di cronozona. La biozona comprende, sia arealmente che stratigraficamente, tutti gli strati di roccia in cui è presente la specie o le specie che la definiscono. La cronozona comprende tutte le rocce della Terra che si sono deposte nell'intervallo di tempo di massima estensione temporale della biozona. La cronozona di un certo taxon, ad esempio il trilobite cambriano *Agnostus pisiformis*, si estende idealmente anche al di fuori dei limiti areali in cui è riconoscibile la biozona (ISG, 1976).

tervallo di tempo delimitato dalla deposizione del più antico e del più recente orizzonte fisico dello stratotipo (Schoch, 1989).

La fig. 8.41 illustra la relazione tra una biozona e la corrispondente cronozona, ma concettualmente potrebbe illustrare anche la relazione tra una formazione e la corrispondente cronozona. Si è già osservato che una biozona ha sempre una estensione limitata, in relazione alla distribuzione paleobiogeografica del taxon che la definisce e che, inoltre, per diversi motivi, i limiti di una biozona di distribuzione non sono sincroni ovunque. La cronozona corrisponde all'intervallo di massima estensione temporale della biozona e comprende anche gli strati in cui non sono presenti i fossili diagnostici della biozona. In effetti le cronozone, come tutte le unità cronostratigrafiche, hanno potenzialmente un valore globale, ma in pratica il riconoscimento delle cronozone è limitato, per lo più, all'area in cui è presente il taxon che definisce la biozona.

Come si è già accennato, le cronozone possono essere usate in modo formale o informale. Nel suo significato informale una cronozona può anche riferirsi a un intervallo di tempo di qualsiasi estensione. Ad esempio, si può parlare della cronozona del complesso vulcanico del Monte Etna, della cronozona a tetracoralli, a rudiste, a mammiferi, ecc.

Le cronozone formali prendono il nome dall'unità stratigrafica tramite cui sono definite. Così, ad esempio, nel Siluriano la cronozona basata sulla biozona a *Polygnathoides siluricus* (conodonte) verrà indicata come cronozona a *Polygnathoides siluricus*; la cronozona basata sulla Formazione delle Argille di Lugagnano (Pliocene) verrà indicata come cronozona delle Argille di Lugagnano, ecc.

È importante ribadire che la cronozona è un'unità non gerarchica, che non fa parte delle unità della Cronostratigrafia Standard Globale. Pertanto è implicito che le cronozone non devono necessariamente formare una successione di unità in sequenza, senza intervalli o sovrapposizioni. È usuale che in un certo bacino, biozone diverse, basate su taxa diversi, possano sia sovrapporsi più o meno parzialmente, sia alternarsi a intervalli stratigrafici in cui non esiste una biozonazione formale; è implicito, dunque, che le cronozone di una certa successione possano sovrapporsi o essere separate da intervalli che non corrispondono ad una particolare cronozona formale. Non esi-

ste, inoltre, alcuna relazione tra i limiti delle cronozone e i limiti delle unità cronostratigrafiche standard (fig. 8.39).

La base e il tetto delle cronozone formali sono stabiliti, nei rispettivi stratotipi, tramite i caratteri che definiscono le unità stratigrafiche sulla base delle quali sono definite (NASC, 1983). L'uso delle cronozone in stratigrafia corrisponde a criteri di utilità pratica. Esse sono tanto più utili, quanto più corrispondono a brevi intervalli temporali e vengono utilizzate soprattutto per stabilire l'età relativa delle successioni stratigrafiche a scala regionale o di bacino, indipendentemente dalle unità della Scala Cronostratigrafica.

b) LE UNITÀ GERARCHICHE DELLA SCALA CRONOSTRATIGRAFICA STANDARD GLOBALE

Il *piano* è l'unità fondamentale e gerarchicamente meno elevata della classificazione cronostratigrafica standard globale. L'unità geocronologica corrispondente è l'*età*. Il piano è per lo più considerato funzionale per le classificazioni e le correlazioni intracontinentali, ma è potenzialmente utilizzabile anche per correlazioni globali. L'età non è generalmente più breve di un milione di anni (ma nel Pleistocene inferiore i piani corrispondono ad intervalli di poche centinaia di migliaia di anni) o più

Il nome del piano deriva di norma dal nome della località o della regione in cui è stata individuata la sezione stratotipica, a cui si aggiunge la terminazione -iano: ad esempio Piacenziano (da Piacenza), Tortonianiano (da Tortona), Maastrichtiano (da Maastricht), ecc.

È consentito, anche se non consigliato, dividere un piano in più *sottopiani* o la riunione di più piani in un *superpiano* (ISG, 1976). L'istituzione di piani con significato regionale è ammessa quando, con i mezzi tempo-diagnostici disponibili, non è possibile una sicura correlazione con le unità standard globali (ISG, 1976).

L'unità cronostratigrafica di rango immediatamente superiore al piano è la *serie*, che in genere comprende almeno due piani. L'unità cronologica corrispondente alla serie è l'*epoca*. Le serie, a loro volta, sono riunite nei *sistemi* e le epoche nei *periodi*. «Le rocce comprese in un sistema rappresentano un intervallo di tempo e un capitolo della storia della Terra sufficientemente lungo da servire come unità cronostratigrafica di riferimento globale» (NASC, 1983).

Sistemi e periodi sono riuniti rispettivamente negli *eratemi* e nelle *ere*, unità a loro volta riunite rispettivamente negli *eonotemi* e negli *eoni*, che sono le unità gerarchicamente più elevate (tab. 8.2; tab. fuori testo-Global Stratigraphic Chart).

8.7.5 — Definizione pratica delle unità cronostratigrafiche standard globali.

La definizione del limite tra due unità cronostratigrafiche standard e cioè tra due piani, due serie o due sistemi, avviene tramite:

- 1) la scelta, tra le tante, di una particolare sezione detta *stratotipo* o *sezione-tipo* (§ 8.3.3);
- 2) la scelta di un orizzonte fisico o di un punto preciso dello stratotipo (dove si pianta il cosiddetto *chiodo d'oro*, il «golden spike» degli autori anglosassoni).

Il punto dove si colloca il «chiodo d'oro» individua una precisa linea-tempo e costituisce la definizione del limite tra le due unità cronostratigrafiche e le due corrispondenti unità geocronologiche. Questa definizione dei limiti non è vincolata ad alcuna proprietà degli strati e, proprio per questo, è oggettiva e stabile. La scelta degli

stratotipi e dei punti per definire i limiti è convenzionale, ma ovviamente non casuale, e deve essere condotta seguendo una particolare procedura nel rispetto di alcune esigenze prioritarie.

a) GLI STRATOTIPI SONO SELEZIONATI ESCLUSIVAMENTE TRA SUCCESIONI STRATIGRAFICHE DI AMBIENTE MARINO

Gli affioramenti di ambiente marino sono molto più estesi e continui di quelli di ambiente continentale e inoltre la successione sedimentaria di ambiente marino è di gran lunga più completa, continua e ricca di documentazione paleontologica.

Questa situazione è una conseguenza del fatto che negli oceani prevalgono i processi di sedimentazione, condizione indispensabile per la fossilizzazione (Cap. 2), mentre sui continenti prevalgono i processi di erosione, essendo i processi di sedimentazione limitati ad aree circoscritte e a intervalli di tempo molto brevi (sedimentazione lacustre, loessica, ecc.). Gli organismi degli ambienti continentali presentano, di norma, una distribuzione geografica molto più limitata rispetto a quelli marini. Da questo deriva che i fossili continentali, salvo casi particolari, sono meno adatti di quelli marini per biocorrelazioni che possano approssimare le cronocorrelazioni.

Tutto questo non significa, ovviamente, che la documentazione registrata nelle successioni stratigrafiche continentali sia meno importante, di per se stessa, di quella marina. È intuitivo comprendere che le successioni stratigrafiche continentali e la loro documentazione paleontologica sono di fondamentale importanza; esse, però, sono difficilmente cronocorrelabili e rappresentano intervalli di tempo limitati della storia della Terra (Finestra 8.7).

Fin dall'inizio degli studi stratigrafici, l'attenzione degli stratigrafi si indirizzò, quindi, prevalentemente sulle successioni marine che vennero scelte come riferimento per la ricostruzione della storia del Pianeta. Questa tendenza si andò affermando sempre di più. Oggi, tutte le unità della Scala Cronostratigrafica Standard Globale sono definite esclusivamente tramite successioni stratigrafiche di ambiente marino; i depositi continentali, per quanto di enorme interesse per lo studio della storia della Terra, non possono essere utilizzati con successo per definire unità stratigrafiche standard di riferimento.

b) LA SCELTA DELLE SEZIONI-TIPO E DEI «CHIODI D'ORO» PER DEFINIRE LE UNITÀ CRONO-STRATIGRAFICHE

La scelta delle sezioni-tipo (o stratotipi) e dei punti che definiscono i limiti cronostratigrafici è necessariamente convenzionale e deve essere ratificata dalle apposite commissioni internazionali; per poter operare una scelta opportuna, è necessario tener conto di tre esigenze fondamentali.

1) La maggior parte delle suddivisioni stratigrafiche, che oggi usiamo di routine, sono state introdotte in letteratura nella prima metà del secolo scorso, o comunque in tempi ancora pionieristici per la stratigrafia. Come conseguenza, la definizione delle unità stratigrafiche, e soprattutto dei loro limiti, era, nella maggior parte dei casi, non precisa o fondata sulla base di eventi biostratigrafici o geologici locali che si interpretavano come veri e propri «capitoli» della storia della Terra (Harland *et al.*, 1982).

Nella scelta convenzionale dei limiti è necessario, quanto più possibile, il rispetto dei concetti con cui sono stati introdotti in letteratura e che spesso hanno guidato gli stratigrafi per oltre un secolo. Questa prassi è giustificata non da un ossequio formale alla Storia, ma da una esigenza fondamentale di stabilità della ricerca stratigrafica.

Infatti, se il limite venisse posto casualmente o anche sulla base di una convenzione razionale ma senza il rispetto dei concetti storici che hanno portato alla sua introduzione, si verrebbe automaticamente a vanificare tutto il lavoro svolto dagli autori precedenti; in pratica, cioè, carte geologiche e sezioni stratigrafiche andrebbero completamente reinterpretate. Va sempre sottolineato che lo scopo della Scala Cronostratigrafica Standard Globale è proprio quello di favorire la stabilità della scala stratigrafica e la comunicazione tra i ricercatori.

Per quanto possibile, è dunque sulla base del concetto storico insito nella definizione originale del limite che viene scelta la sezione e viene piantato il «chiodo d'oro» in un punto particolare. Questa prassi è, comunque, sempre subordinata alle condizioni poste nel successivo punto 2 ed in particolare alla presenza di elementi tempo-diagnostici nello stratotipo.

È fondamentale sottolineare che il «chiodo d'oro», dopo che è stato piantato, non può più essere spostato, anche se si scoprisse che andava collocato in un'altra posizione, più adeguata al rispetto dei concetti storici. Questa prassi corrisponde ad una esigenza prioritaria di stabilità.

2) È una condizione necessaria e indispensabile che lo stratotipo selezionato, ed in particolare il tratto al di sotto e al di sopra del punto scelto per definire il limite, sia quanto più ricco possibile di elementi tempo-diagnostici (biostratigrafici, magnetostratigrafici, radiometrici, ecc.). Tramite questi eventi, tanto più utili quanto più approssimano il limite nella sezione stratotipica, sarà così possibile individuare la posizione approssimata del limite in altre sezioni della Terra. Quanto più la sezione stratotipica è ricca di eventi tempo-diagnostici, tanto più è idonea a fungere da sezione di riferimento. A nulla servirebbe definire, in una determinata sezione, un limite standard che dovrebbe servire come riferimento per tutta la Terra, se poi non esistesse la possibilità di poterlo riconoscere in altre sezioni.

3) È implicito che le sezioni-tipo che definiscono le unità cronostratigrafiche o i loro limiti validi globalmente, devono essere facilmente accessibili e non devono presentare lacune o disturbi tettonici.

c) STRATOTIPI DELLE UNITÀ E STRATOTIPI DEL LIMITE

Seguendo la prassi attuale, che corrisponde ad un criterio di praticità, ogni limite definisce sempre la base delle unità; il tetto delle unità è definito invece dalla base delle unità successive. Tale procedura evita a priori l'esistenza, inaccettabile per definizione, di lacune o di sovrapposizioni nella scala cronostratigrafica (fig. 8.42).

Uno stratotipo ideale per definire una unità cronostratigrafica dovrebbe essere costituito da una sezione continua, ben esposta, ricca di eventi tempo-diagnostici (in particolare di fossili guida), estesa da una base ben definita fino alla base dell'unità immediatamente successiva. Poiché è difficile trovare sezioni che soddisfino tutti questi requisiti oggi si tende ad istituire *stratotipi dei limiti*, piuttosto che *stratotipi delle unità cronostratigrafiche* (§ 8.3.3). I limiti così definiti delimitano le unità cronostratigrafiche e costituiscono il sistema di riferimento per lo studio della stratigrafia di tutta la Terra.

d) DUE CASI DI DEFINIZIONE DEI LIMITI DELLE UNITÀ DELLA CRONOSTRATIGRAFIA STANDARD GLOBALE

d1) *Il caso del limite Siluriano-Devoniano*

La procedura per definire un limite cronostratigrafico globale e standard, già elabo-

rata nel 1964 dall'ISSC (International Subcommission on Stratigraphic Classification), è stata applicata dal Gruppo di lavoro sul limite Siluriano-Devoniano dell'ICS (International Commission on Stratigraphy) dello IUGS (International Union of Geological Sciences). Questo limite è storicamente importante in quanto è stato il primo ad essere ratificato dalla Commissione Internazionale di Stratigrafia (Montreal, 1972).

In conformità con i tre punti 1-3 illustrati nel paragrafo 8.7.5b, la scelta della sezione di Klonk, in Cecoslovacchia (fig. 8.43), e della posizione del limite è stata determinata dalla esigenza (a) di lasciare quanto più possibile invariato il significato del limite come era stato definito originariamente e/o come era inteso nella pratica stratigrafica e (b) di definire il limite in una sezione che, oltre ad essere continua e ben esposta, presentasse una ricca documentazione paleontologica, idonea per ampie correlazioni.

L'iter che ha portato le commissioni internazionali alla scelta della sezione di Klonk è esemplare per la comprensione della procedura, attraverso cui si arriva a selezionare uno stratotipo e un punto della sua successione litostratigrafica per definire un limite cronostratigrafico. Esso permette, inoltre, di capire meglio la relazione tra il rispetto dei criteri storici e le esigenze della moderna stratigrafia. Una premessa storica sintetica è indispensabile per comprendere il significato originario dei termini Siluriano e Devoniano.

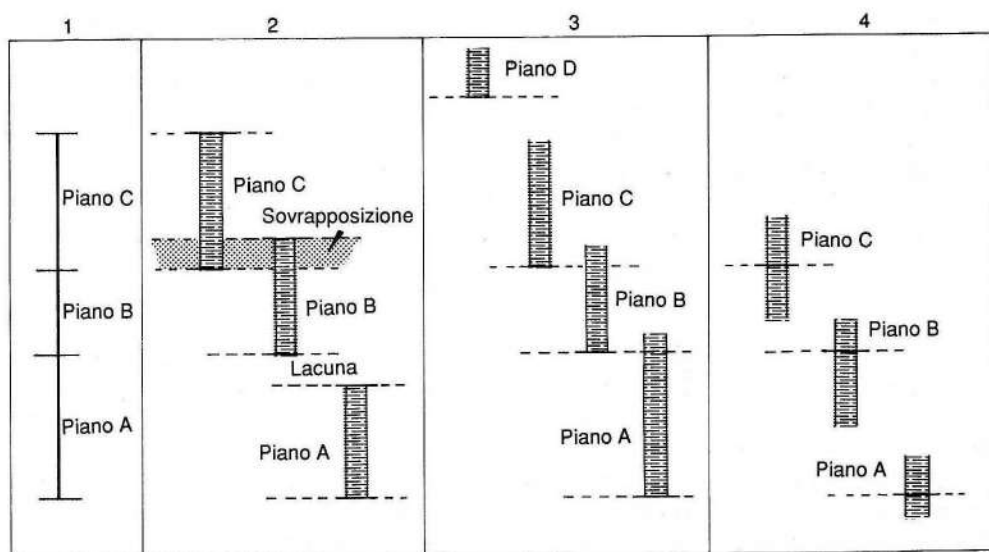


Fig. 8.42 – È insito nel concetto di Scala Cronostratigrafica che non devono esistere lacune o sovrapposizioni tra le sue unità. In una situazione ideale, in cui le unità possono essere definite da stratotipi adiacenti in un'unica successione stratigrafica continua, il limite superiore dell'unità inferiore coincide per definizione con il limite inferiore dell'unità immediatamente soprastante (caso 1). Se le unità sono definite in sezioni di località diverse, generalmente i mezzi di correlazione non permettono di documentare il sincronismo tra il limite superiore di una unità e il limite inferiore dell'unità successiva; tra due unità successive può, quindi, esistere una lacuna o una sovrapposizione (caso 2). Per ovviare a questo inconveniente è stato deciso di definire solo il limite inferiore delle unità cronostratigrafiche; dunque, il limite superiore di una unità è costituito dal limite inferiore di quella immediatamente successiva (caso 3). La definizione della unità tramite gli stratotipi dei limiti (caso 4) è concettualmente simile alla precedente: ogni limite rappresenta il tetto dell'unità sottostante e la base dell'unità soprastante.

Il termine Siluriano (da Siluri, un'antica popolazione del Galles) fu introdotto nel 1835 da Murchison che presentò una descrizione completa di questa unità nella sua famosa opera «The Silurian System» del 1839. Con questo termine l'autore comprendeva le rocce che, nel Galles, giacevano al di sotto delle Old Red Sandstones (le Vecchie Arenarie Rosse di ambiente continentale) e al di sopra di una formazione, che successivamente fu attribuita da Lapworth (1879) all'Ordoviciano. Il Devoniano fu definito da Sedgwick e Murchison (1839) nel Devonshire, una contea inglese, sulla base di alcuni affioramenti fossiliferi della parte superiore della «Old Greywacke Formation».

La possibilità che il Devoniano costituisse un sistema intermedio tra il Carbonifero e il Siluriano fu ventilata per la prima volta su base paleontologica. Tale ipotesi fu poi provata definitivamente con il successivo ritrovamento, da parte di Murchison nella Russia europea (durante una escursione effettuata nel 1840), di livelli a conchiglie marine e pesci devoniani, intercalati nei sedimenti continentali delle Old Red Sandstones, che giacevano inequivocabilmente sopra strati di Siluriano e sotto strati del Carbonifero; le Old Red Sandstones, che nel Galles seguivano in continuità gli strati del Siluriano, appartenevano quindi al Devoniano. La storia delle dispute tra i geologi del secolo scorso sulla istituzione, la validità e le precedenze nomenclaturali di questi importanti sistemi geologici del Paleozoico è stata trattata recentemente da Rudwick (1985), a cui si rimanda.

Il primo problema del «Gruppo di lavoro sul limite» è stato quello di verificare se nelle classiche aree-tipo dell'Inghilterra (Galles e Devonshire) esistessero sezioni adatte per la definizione del limite. La conclusione fu che in Inghilterra non esistono sezioni marine continue che documentino il passaggio dal Siluriano al Devoniano. L'attenzione degli stratigrafi si concentrò dunque su altre regioni della Terra, dove il limite Siluriano-Devoniano era ben esposto: Russia, Boemia, Alpi Carniche (Austria e Italia), Polonia, Thailandia, Sardegna, Canada, ecc. In primo luogo venne presa in considerazione la Boemia (Cecoslovacchia), un'area classica per il Siluriano e il Devoniano, studiata dal famoso paleontologo Joachim Barrande (1799-1883) e già oggetto delle osservazioni di Murchison e Sedgwick. Risultò evidente che nel Barrandiano (l'area della regione di Praga che prende il nome da Barrande) il limite tra i due sistemi, conformemente al significato con cui era stato inteso fino ad allora nella pratica stratigrafica, era ben esposto e continuo in circa 20 sezioni (Chlupac, 1969, 1972, 1977). Sedici di questi sezioni, caratterizzate da una successione continua e ricca di graptoliti e conodonti, utili per correlazioni a grande scala, sono state studiate con grande dettaglio. Nel 1972, durante il Congresso Geologico Internazionale di Montreal, la Commissione preposta optò (attraverso una votazione) per la scelta di una di queste sezioni e in particolare per la sezione di Klonk, una trentina di km a SO di Praga, descritta accuratamente da Chlupac e Kukal nel volume edito da Martinsson «The Silurian — Devonian Boundary» pubblicato nel 1977, ma presentato alla Commissione nel 1972. Con un'altra votazione, si arrivò poi a decidere di fissare la base del Devoniano all'interno dello strato 20 della sezione, in corrispondenza dell'orizzonte fisico della prima comparsa del graptolite *Monograptus uniformis* (fig. 8.43).

È importante ribadire che il limite tra i due sistemi è definito dal punto della successione litostratigrafica che coincide con la prima comparsa di *Monograptus uniformis*; la comparsa della specie costituisce, dunque, solo il criterio con cui si è stabilito di identificare il punto, o l'orizzonte fisico, per definire il limite, ma non è in se stessa la definizione del limite. Se la definizione del limite fosse basata sulla comparsa di una specie, allora il limite sarebbe biostratigrafico e non cronostatigrafico.



Fig. 8.43 – a, La sezione di Klonk (visibile sullo sfondo in a e indicata con A-A') in Cecoslovacchia, non lontano da Praga è stata scelta, come si può leggere anche nella targa sull'apposito monumento, come stratotipo del limite Siluriano/Devoniano. Il limite è definito, all'interno dello strato 20, dall'orizzonte fisico in cui si osserva la prima comparsa del graptolite *Monograptus uniformis*. b, colonna stratigrafica della sezione; c. Particolare fotografico della sezione a cavallo del limite (da Chlupac & Kukal, 1977; foto I. Chlupac, Servizio Geologico di Praga).

Va considerato, inoltre, anche un altro aspetto del problema inerente alla «stabilità», uno dei requisiti fondamentali dei limiti cronostratigrafici. È possibile che in altre località la specie compaia in tempi diversi, rispetto al tempo della sua comparsa nella sezione del Klonk; oppure (anche se altamente improbabile) che nella stessa sezione di Klonk, *M. uniformis* possa essere scoperto, in futuro, in livelli più antichi del punto che definisce il limite. Queste eventualità, dopo che si è fissato il limite, sono di esclusiva pertinenza biostratigrafica, in quanto è il punto scelto che definisce il limite e non *M. uniformis*. La definizione dei limiti cronostratigrafici standard e globali è, infatti, svincolata da qualsiasi evento fisico o biologico, eventi che sono utilizzati esclusivamente come elementi tempo-diagnostici.

d2) *Il caso del limite Plio-Pleistocene*

La storia della definizione del limite Plio-Pleistocene è, probabilmente, la più complessa, articolata e «sofferta» tra quelle dei limiti cronostratigrafici. La vicenda, iniziata con Lyell (1833), uno dei padri fondatori della moderna geologia, si è conclusa recentemente (1985) con la decisione, da parte degli organismi internazionali, di definire il limite Plio-Pleistocene tramite la base del livello argilloso al tetto dello strato sapropelitico e della sezione di Vrica (Crotone) (Bassett, 1985). Il dibattito sul limite Plio-Pleistocene è esemplare per comprendere i problemi insiti nella definizione di un limite nella scala cronostratigrafica. Data la vastità dell'argomento, oggetto di controverse interpretazioni per più di un secolo, non ci si può che limitare ad una breve sintesi.

Nella prima metà dell'Ottocento si appurò progressivamente, con prove sempre più convincenti, che la storia più recente della Terra era stata caratterizzata da una grande avanzata dei ghiacci sui continenti. Da Forbes (1846) in poi, il Pleistocene, originariamente definito da Lyell (Finestra 8.11), divenne sinonimo di «Epoca glaciale».

Nel 1876, De Stefani propose di correlare l'inizio dell'Epoca glaciale, documentata sui continenti dai depositi morenici e dalla morfologia glaciale, con la comparsa più antica, nelle successioni terziarie del Mediterraneo, dei primi molluschi marini di significato climatico temperato-freddo. Queste specie, indicate in letteratura come *ospiti boreali* o *ospiti nordici*, sono oggi prevalentemente diffuse nell'Oceano Atlantico, dalla Francia settentrionale verso Nord. L'interpretazione di De Stefani è facilmente comprensibile: con l'inizio dell'avanzata dei ghiacci sui continenti e, quindi, con il raffreddamento del clima, le faune dei mari settentrionali migrarono in parte verso Sud e penetrarono nel Mediterraneo. Da De Stefani in poi, il criterio della comparsa degli ospiti boreali, in particolare del bivalve *Arctica islandica*, la specie più rappresentativa del contingente, divenne il principale criterio per riconoscere il limite Plio-Pleistocene nel Mediterraneo.

Questo criterio venne accettato al Congresso Geologico Internazionale di Londra (1948), in cui si ratificò che il limite andava collocato nelle successioni del Neogene italiano, in coincidenza con la prima indicazione di deterioramento climatico sulla base dei cambiamenti faunistici. Nello stesso congresso si raccomandò, inoltre, di accettare come limite Plio-Pleistocene la base del «piano» Calabriano, come definito da Gignoux nel 1913 tramite la prima comparsa degli ospiti boreali nel Mediterraneo (ma senza riferimento ad una particolare sezione). Si pensava allora (ma erroneamente) che il limite così definito fosse correlabile con la base della formazione del Red Grag (East Anglia), caratterizzata anch'essa da ospiti di origine ancor più settentrionale; in realtà, il limite non era «esportabile» nelle aree extramediterranee ed

anche nello stesso Mediterraneo gli ospiti boreali costituivano un mezzo di correlazione approssimativo. Come tutti i bentonici, infatti, gli ospiti boreali presentano una distribuzione a mosaico condizionata dai fattori edafici e batimetrici.

La storia della definizione del limite, dal 1948 agli anni '80, è densa di «avvenimenti», di fatti e di progresso difficilmente riassumibili in modo sintetico. Prescindendo dalla cronologia della «storia», ne sottolineiamo solo i punti salienti per comprendere come si è arrivati all'attuale definizione:

1) La definitiva accettazione, da parte delle commissioni internazionali, dell'arrivo degli ospiti boreali nel Mediterraneo come criterio storico per definire il limite Plio-Pleistocene. Come conseguenza, l'Italia meridionale, dove era stato definito il Calabriano di Gignoux, diveniva l'area-tipo del limite e lo stratotipo per definire il limite andava scelto in una delle sue sezioni.

2) Il limite Plio-Pleistocene avrebbe dovuto essere idealmente definito in corrispondenza dell'orizzonte fisico, in cui si riscontra la più antica comparsa degli ospiti boreali, di una sezione dell'Italia meridionale, continua, ben esposta e ricca di eventi tempo-diagnostici utili per il riconoscimento del limite su scala globale. Tuttavia:

a) Le sezioni classiche di Gignoux, in particolare quella di Santa Maria di Catanzaro, proposta da Selli nel 1967 come sezione-tipo del Calabriano, si sono rivelate inadeguate per la loro carente esposizione e, soprattutto, perché molto più recenti dell'arrivo degli ospiti boreali. La sezione di Le Castella (Crotone), proposta come stratotipo del limite Plio-Pleistocene da Selli (1967), presenta disturbi tettonici e una lacuna stratigrafica proprio in coincidenza con la base del livello sabbioso (intercalato in una successione fangoso-argillosa di ambiente batiale), indicato come «marker bed», che avrebbe dovuto definire il limite.

b) La scelta di uno «stratotipo ideale» risultava difficile, perché nessuna delle sezioni conosciute era caratterizzata contemporaneamente da una grande ricchezza di eventi tempo-diagnostici e dalla presenza degli ospiti boreali. Infatti, gli ospiti boreali sono limitati, di regola, ad ambienti di acque basse, mentre i bioeventi tempo-diagnostici sono più comuni in successioni di mare profondo.

3) Lo studio delle successioni a molluschi ha permesso di stabilire che i primi livelli ad *Arctica islandica* della sezione Plio-Pleistocene del Torrente Stirone (Parma) approssimano la prima comparsa di *Arctica islandica* nel Mediterraneo. La sezione, almeno dal Piacenziano superiore, è costituita da una successione di calcareniti, sabbie e limi di ambiente infra e circolitorale, povera di eventi tempo-diagnostici; tuttavia, secondo Rio (in Pelosio *et al.*, 1980), circa 10 m al di sopra della prima comparsa di *Arctica islandica*, nella sezione dello Stirone, si riscontra il FAD di *Gephyrocapsa oceanica* (nannofossile calcareo), un bioevento ritenuto da molti autori pressoché sincrono e globale alle basse e medie latitudini, che segue di poco (o approssima) il tetto del subcrono Olduvai e che è stato calibrato numericamente, dalla maggior parte degli autori, intorno a 1,55-1,68 m.a. (Backman, Shackleton & Tauxe 1983; Berggren *et al.*, 1985; Rio *et al.*, 1990, ecc.). Secondo Rio *et al.* (1985), la comparsa di *Arctica islandica* nella sezione del T. Stirone è seguita immediatamente da forme transizionali a *G. oceanica* e questo permette di ipotizzare che la comparsa di *A. islandica* approssimi il tetto dell'Olduvai.

4) La sezione di Vrica (Crotone), proposta come stratotipo del limite da Selli *et al.* (1977), è costituita da una successione continua e ben esposta di silt-marnoso-argillosi di ambiente batiale (di profondità superiore ai 500 m). Essa presenta tutti i requisiti necessari per una ottimale definizione del limite e, condizione indispensabile, è ricca di bioeventi tempo-diagnostici, utili per riconoscere il limite globalmente; l'unico

«difetto» è costituito dall'assenza di «sicuri» ospiti boreali. Nei primi anni '80 si riteneva (ma senza prove sicure) che la comparsa dell'ostracode *Cytheropteron testudo* nelle sezioni di ambiente batiale del Mediterraneo approssimasse la comparsa di *A. islandica* nelle sezioni di ambiente infra e circalitorale. Pertanto gli autori italiani proposero di collocare il limite in corrispondenza del primo livello di comparsa di *C. testudo*. In una riunione del gruppo di lavoro sul limite Plio-Pleistocene (Madrid, 1983) venne poi proposto di porre il limite in corrispondenza del tetto del livello e, che precedeva di poco la comparsa di *C. testudo*. In seguito si appurò che la comparsa di *C. testudo* pochi metri al di sopra del livello e era del tutto «casuale» in quanto la specie era già presente nel Pliocene del Mediterraneo. Tuttavia la scelta di definire il limite P/P tramite il tetto del livello litostratigrafico e della sezione di Vrica, indipendentemente dalla sua relazione con la comparsa di *C. testudo*, risultava corretta, sia perché rispettosa dei concetti storici, sia perché il limite così definito era riconoscibile globalmente. Infatti: (a) il tetto del livello è compreso tra il tetto del subcrono Olduvai e il FAD di *Gephyrocapsa oceanica* (Finestra 8.9; fig. 8.44) ed è quindi correlabile, con i dati oggi a disposizione, con la prima comparsa degli ospiti boreali nel Mediterraneo; (b) il livello e approssima il tetto del subcrono Olduvai ed è compreso tra importanti bioeventi utili per correlazioni globali.

Tenendo conto dell'elevato tasso di sedimentazione e della distanza stratigrafica tra il tetto dell'Olduvai e il tetto del livello e (che costituisce la definizione del limite), gli autori concordano nel ritenere che il limite Plio-Pleistocene, definito con il tetto del livello e, sia praticamente sincrono o solo poco più recente del subcrono Olduvai (1,67 m.a.).

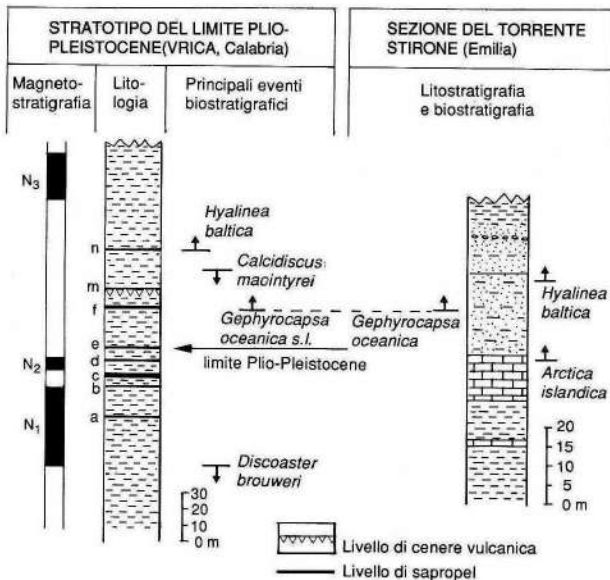


Fig. 8.44 – Il FAD di *Gephyrocapsa oceanica* nella sezione di Vrica (Crotone) (stratotipo del limite Plio-Pleistocene) e nella sezione del torrente Stirone (Emilia occidentale) permette di ipotizzare che il limite Plio-Pleistocene, definito nella sezione di Vrica, sia penecontemporaneo con la prima comparsa degli ospiti boreali nel Mediterraneo (spiegazione nel testo) (modificato da Pelosio *et al.*, 1980; dati da Aguirre & Pasini, 1985; Tauxe *et al.*, 1983, ecc.). Le zone di magnetopolarità N1 e N2 sono state correlate con il subcrono Olduvai, in quanto comprese tra i LAD di *Discoaster brouweri* e di *Calcidiscus macintyreii* (Finestra 8.9).

Il limite Plio-Pleistocene così definito è riconoscibile globalmente, sia nelle sezioni marine, tramite la biostratigrafia e la magnetostratigrafia, sia nelle sezioni continentali, tramite la magnetostratigrafia. Il limite, inoltre, non presenta più nessuna implicazione climatica o biostratigrafica e, ovviamente, non può più essere cambiato, anche se si scoprisse che i primi ospiti boreali sono comparsi nel Mediterraneo in tempi precedenti o successivi.

FINESTRA 8.11 – LA SUDDIVISIONE STRATIGRAFICA DEL TERZIARIO

Contrariamente a quanto ci si potrebbe aspettare, gli stratigrafi arrivarono alla suddivisione stratigrafica del Mesozoico, e in parte del Paleozoico, prima ancora di quella del Cenozoico. La giacitura e la continuità delle rocce del Mesozoico e del Paleozoico, nell'Europa occidentale, costituiscono una situazione ideale per la loro suddivisione stratigrafica e la loro correlazione. Completamente diversa è invece la giacitura e la distribuzione geografica delle formazioni del Terziario che hanno avuto origine in bacini relativamente poco estesi e isolati (fig. 8.45).

I termini Terziario (G. Arduino, 1760) e Cenozoico (J. Phillips, 1840) sono stati spesso usati come sinonimi in letteratura. Nell'uso corrente attuale il Cenozoico comprende il Paleogene, il Neogene, il Pleistocene e l'Attuale (vedi la Global Stratigraphic Chart all'inizio del volume), mentre il Terziario (sempre meno utilizzato) comprende solo il Paleogene ed il Neogene.

La suddivisione stratigrafica del Terziario da parte di Lyell (1833), Bronn (1831) e Deshayes (1830) costituisce una tappa fondamentale nella storia della biostratigrafia; divenne infatti evidente, per la prima volta, che le successioni stratigrafiche potevano essere suddivise in unità solo sulla base del loro contenuto in fossili, indipendentemente dalle successioni litologiche (Hancock, 1977). Lyell (1833), nei suoi «Principles of Geology», propose la suddivisione del Terziario in quattro «periodi» (epoche) successivi: Eocene, Miocene, Older Pliocene e Newer Pliocene (ridenominati rispettivamente Pliocene e Pleistocene dallo stesso Lyell nel 1839). Il criterio di suddivisione, di successione e di correlazione degli strati del Terziario era fondato sulla constatazione che la percentuale delle specie di molluschi marini in comune con l'Attuale era molto elevata nelle formazioni di alcuni bacini, mentre era meno elevata in altri; la conclusione ovvia, confermata dalle osservazioni geologiche, era che le formazioni erano tanto più recenti, quanto più alta era la percentuale di specie ancora viventi nella documentazione fossile. In particolare, certe formazioni fossilifere, come quelle dei bacini di Londra e di Parigi

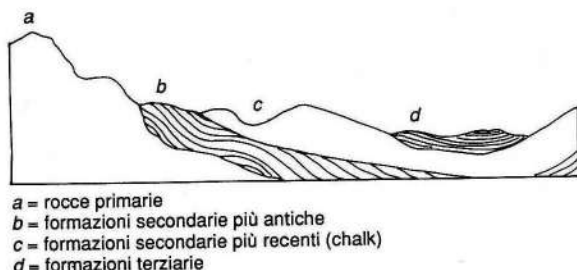


Fig. 8.45 – Le formazioni paleozoiche e mesozoiche in Europa presentano una grande continuità rispetto a quelle cenozoiche, che hanno avuto origine in un mosaico complesso di bacini isolati relativamente estesi. Questo fu uno dei motivi per cui gli stratigrafi riuscirono a suddividere e a correlare le successioni stratigrafiche del Paleozoico superiore e del Mesozoico prima di quelle del Terziario (da Lyell, 1833).

(Eocene), contenevano una percentuale di specie ancora viventi non superiori al 3,5%, altre, come quella della Gironda, della Loira e della Collina di Torino (Miocene), ne contenevano una percentuale intorno al 17%, altre ancora, come la «Formazione del Subappennino» di Brocchi (Pliocene), arrivavano ad una percentuale tra il 35 e 40% (Pliocene), infine, alcune formazioni della Sicilia presentavano una fauna costituita per il 90-95% (Pleistocene) da specie ancora viventi.

8.7.6 – Le correlazioni cronostratigrafiche

Le correlazioni cronostratigrafiche o *cronocorrelazioni* hanno lo scopo di riconoscere le relazioni temporali delle unità stratigrafiche o, in generale, delle rocce. In senso stretto le correlazioni cronostratigrafiche devono essere basate su crono-orizzonti. Tenendo conto del suo significato letterale, un crono-orizzonte non dovrebbe presentare alcuno spessore, ma nella pratica questo termine viene riferito a livelli di modesto spessore, limitati da superfici fisiche sincrone. Si ammette, cioè, che gli orizzonti cronostratigrafici siano corpi isocroni (di eguale durata; Schoch, 1989). Nella geocronologia il termine crono-orizzonte corrisponde ad un istante geologico («momento», ISG, 1976). I crono-orizzonti, detti anche *livelli guida* (marker beds, marker horizons, key beds, datum levels, ecc.), possono essere rappresentati da superfici di strato, livelli di cenere vulcanica e carbon fossile, riflettori sismici, livelli torbidity ben riconoscibili (come il famoso Livello Contessa della Formazione Marnoso-Arenacea (Miocene) dell'Appennino centro-settentrionale), ecc.

Questi crono-orizzonti che derivano da eventi geologicamente istantanei (da poche ore a migliaia di anni), consentono di ottenere la massima precisione e risoluzione stratigrafica possibile; la loro utilizzazione, però, è generalmente limitata solo nell'ambito di singoli bacini. Questi mezzi di cronocorrelazione hanno, dunque, solo un valore locale e la correlazione delle successioni stratigrafiche locali con la Scala Cronostratigrafica Standard Globale viene effettuata tramite le biocorrelazioni, anche se con una precisione e una risoluzione stratigrafica molto inferiore. Le correlazioni biostratigrafiche, in genere, possono solo approssimare le cronocorrelazioni; tuttavia, molti bioeventi (FAD e LAD) sono oggi considerati pressoché sincroni a livello globale e quindi sembrano individuare dei veri e propri crono-orizzonti (si consideri il caso di fig. 8.34). Seppure con un grado di precisione inferiore alla stratigrafia fisica, anche le inversioni di magnetopolarità e le variazioni globali del rapporto $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, almeno durante il Pleistocene, possono essere considerate eventi globalmente sincroni che, potenzialmente, individuano anch'essi dei veri e propri crono-orizzonti.

In conclusione, solo la stratigrafia fisica consente di effettuare vere e proprie cronocorrelazioni in senso stretto, anche se limitate arealmente; tutti gli altri mezzi temporali tendono solo ad approssimare le cronocorrelazioni. Occorre osservare tuttavia che soprattutto nel Neogene, quando è possibile l'integrazione di più mezzi di correlazione (stratigrafia paleomagnetica, stratigrafia isotopica, radiometria, biostratigrafia, ecc.) il grado di affidabilità e di approssimazione delle cronocorrelazioni può divenire molto elevato e può raggiungere valori di 10.000 anni (Berggren & Van Couvering, 1978).

8.7.7 – Geocronometria, Geocronologia e Cronostratigrafia

Le unità della scala geocronologica e cronostratigrafica sono definite tramite gli stessi punti di riferimento standard e dunque la cronostratigrafia e la geocronologia sono due aspetti della stessa procedura (Harland *et al.*, 1989).

Nella ISG (1976), come anche nel NASC (1983), la *geocronologia* è: «la scienza della datazione e della determinazione della successione degli eventi nella storia della Terra»; mentre la *geocronometria* «è quella branca della geocronologia che riguarda la misura quantitativa del tempo geologico (usualmente in anni)». Altri autori però utilizzano solo il termine geocronologia, sia per le datazioni relative sia per quelle numeriche.

La geocronometria permette di esprimere in anni (seppure in modo approssimato) i limiti geocronologici definiti dalle unità cronostratigrafiche e rappresenta, quindi, un importantissimo progresso, ma è concettualmente diversa dalla geocronologia. Il NASC (1983) prevede delle vere e proprie unità geocronometriche, ben distinte da quelle geocronologiche (e ovviamente cronostratigrafiche). Le unità geocronologiche sono definite tramite punti fissati sulla roccia, mentre le unità geocronometriche sono stabilite mediante la diretta divisione del tempo secondo un criterio di utilità, come ad esempio si è attuato per il Precambriano (Finestra 5.3).

La tendenza attuale è quella di arrivare ad una calibratura geocronometrica, e quindi numerica, della Scala Cronostratigrafica. In questa ottica, una Scala Geocronologica, cioè una Scala Geologica del Tempo, può risultare composta da una Scala Cronostratigrafica, che la definisce e da una Scala Geocronometrica, che fornisce una stima numerica dei limiti delle unità geocronologiche (Schoch, 1989; Harland *et al.*, 1989).

Guida bibliografica

- (1) AGER, D.V. (1981), *The nature of the Stratigraphical Record*, Mac Millan, London, 1-121.
- (2) AZZAROLI, A., CITA, M.B. (1975), *Geologia Stratigrafica*, vol. 1, Cisalpino-Goliardica, 1-262.
- (3) BOSELLINI, A., MUTTI, E., RICCI LUCCHI, F. (1989), *Rocce e successioni sedimentarie*, UTET, Torino, 1-395.
- (4) BRIGGS, D.G., CROWTHER, P.R. (eds.) (1990), *Palaeobiology, a synthesis*, Blackwell Sci. Publ., Oxford, 1-583.
- (5) HARLAND, W.B., ARMSTRONG, R.L., COX, A.V., CRAIG, L.E., SMITH, A.G., SMITH, D.G. (1989), *A Geologic Time Scale*, Cambridge University Press, 1-263.
- (6) HOLLAND, C.H. (1986), *Does the golden spike glitter?*, «*Jour. Geol. Soc. London*», 143, 3-21.
- (7) ISSC-INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHICAL CLASSIFICATION (1976), *International Stratigraphic Guide* (IGS), in H.D. Hedberg (ed.), John Wiley.
- (8) POMEROL, C., BABIN, C., LANCELOT, Y., LE PICHON, RAT, P., RENARD, M. (1987), *Stratigraphie*, Doin Editeurs, Paris, 1-283.
- (9) PROTHERO, D.R. (1990), *Interpreting the stratigraphic record*, W.H. Freeman, New York, 1-410.
- (10) SALVADOR, A. (ed.) (1994), *International Stratigraphic Guide (2nd edition)*, The Geological Society of America and Int. Union of Geol. Sciences, 1-220.
- (11) SCHOCH, R.M. (1989), *Stratigraphy, Principles and Methods*, Van Nostrand Reinhold, New York, 1-375.