

Resoconto sulla XV edizione dell'

Alpine Summer School

“Atmosphere-Ocean Convection

in Climate Dynamics”

Valsavarenche, Valle d'Aosta (Italy), 18-27 June, 2007

Arturo Pucillo

Informazioni generali

La scuola italo-francese sui “Problemi fondamentali nella geofisica e nella meccanica dei fluidi ambientali” è organizzata ogni anno dall' “ISAC – CNR” di Torino, dal “Laboratoire de Météorologie Dynamique, École Normale Supérieure” di Parigi e dal “CIMA” di Savona.

I direttori del Corso 2007 intitolato “Convezione atmosferica e oceanica nella dinamica del clima” sono stati:

Jun-Ichi Yano , CNRM, Toulouse, France

William R. Young, Scripps Institution of Oceanography, San Diego, CA, USA

Presentazione del Corso

I processi convettivi giocano un ruolo fondamentale nell'evoluzione del clima sia nell'atmosfera che nell'oceano. Nell'atmosfera, il vapor d'acqua è la componente prevalente tra i gas serra. Così il tasso di condensazione attraverso la convezione è un evento chiave per definire il cambiamento globale di temperatura. Negli oceani, l'evoluzione della circolazione termoalina è sensibilmente controllata dalla convezione profonda ad alte latitudini. Lì, la formazione di acque profonde avviene o attraverso il raffreddamento diretto in superficie o attraverso la formazione di acqua salmastra sotto il ghiaccio. Nonostante la loro importanza, tali processi non sono ben interpretati nei modelli climatici globali, quindi sono prevalentemente rappresentati tramite parametrizzazioni. Chiaramente, c'è bisogno di capire meglio la fisica per superare le incertezze introdotte da queste parametrizzazioni.

Lo scopo di questa Summer School è stato di fornire una visione coerente sulla convezione atmosferica e oceanica con l'approccio della dinamica dei fluidi geofisici, che esplora un dominio più esteso nello spazio dei parametri di quanto facciano gli esperimenti di laboratorio. Per tale scopo si sono rivisti sia gli sforzi compiuti nel campo della modellistica numerica ideale e realistica, sia gli studi puramente teorici.

Questa Summer School si è avvicinata al problema della convezione in oceano e atmosfera da due direzioni. Richard Lindzen (MIT, Cambridge, MA, USA) e Peter Rhines (University of Washington, Seattle, WA, USA) hanno introdotto il problema nel contesto del cambiamento climatico per la

convezione rispettivamente in atmosfera e in oceano. Al contempo, la convezione è stata affrontata sotto l'aspetto fisico fondamentale. Charlie Doering (University of Michigan, Ann Arbor, MI, USA) l'ha introdotta dal punto di vista puramente teorico mentre Joel Sommeria (LEGI, Grenoble, France) l'ha presentata attraverso esperimenti di laboratorio. John Marshall (MIT, Cambridge, MA, USA) ha osservato gli aspetti dinamici della convezione oceanica. Ross Griffiths e Graham Hughes (ANU, Canberra, Australia) hanno rivisto la teoria e inoltre hanno presentato esperimenti di laboratorio nel contesto della circolazione termoalina. Pier Siebesma (KNMI, De Bilt, The Netherlands) ha guardato la convezione atmosferica con un occhio di riguardo per la dinamica del Boundary Layer.

Motivazioni personali

Il motivo principale di interesse per questa Scuola Estiva, oltre al prestigio e all'alta qualità delle edizioni del passato, è la tematica di fondo che raccoglie elementi di quotidianità per il mio lavoro di collaboratore presso l'OSMER ARPA FVG (convezione atmosferica, dal punto di vista fenomenologico e dinamico, ed effetti meteorologici) ed elementi di conoscenza più ampia ed attuale legati alla dinamica del cambiamento climatico. In particolare, la necessaria attenzione dedicata alle manifestazioni locali del cambiamento climatico può incrementare la mia confidenza sia nel riconoscere e trattare i fenomeni di rischio meteorologico sia nel prevederne gli effetti a più lungo periodo, nell'ambito delle attività da me seguite per il progetto europeo FORALPS. La parte concernente l'oceano, pur non direttamente legata alle attività che svolgo, rappresenta una frontiera da esplorare sia in quanto immersa in una descrizione fisica del tutto compatibile con il fluido atmosferico, sia in quanto motore di molti dei fenomeni di interesse meteorologico specifico. Vi è inoltre un approccio sperimentale e numerico alle tematiche che mi ha portato a conoscenza dello stato dell'arte della modellistica a varie scale (meteorologica e climatica), inclusi gli sforzi per affinare le parametrizzazioni che tante incertezze introducono nella previsione del tempo e del clima, anche in questo caso in stretto legame con il WP7 del progetto FORALPS.

Charles R. Doering (Departments of Mathematics & Physics, University of Michigan, USA):
Fundamentals models of thermal convection

Le lezioni del professor Doering sono state dedicate alla definizione di alcuni modelli matematici fondamentali inerenti la convezione in un fluido geofisico. Partendo dal modello base di Rayleigh-Bénard ha definito le equazioni del moto parametrizzate in approssimazione di Boussinesq; tale approssimazione si applica a tutte le componenti nello spazio cartesiano eccetto quella verticale (buoyancy term). Il rapporto tra quest'ultima componente ed il coefficiente di dissipazione porge il

numero di Rayleigh (adimensionale), mentre il rapporto tra la viscosità dinamica e la conducibilità termica definisce il numero di Prandtl. Riscrivendo le equazioni del moto utilizzando questi due numeri si diminuisce il numero di parametri del problema, semplificandone la soluzione. Inoltre, l'introduzione

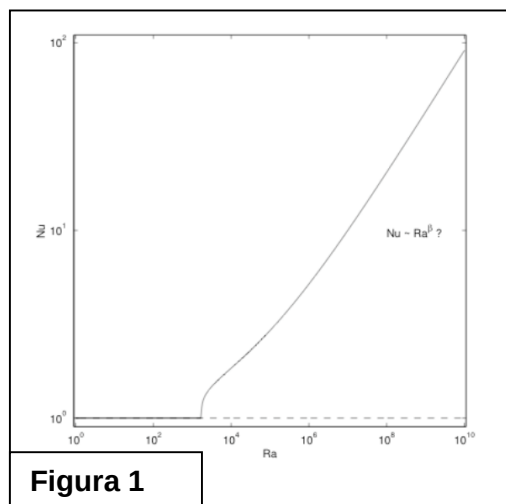


Figura 1

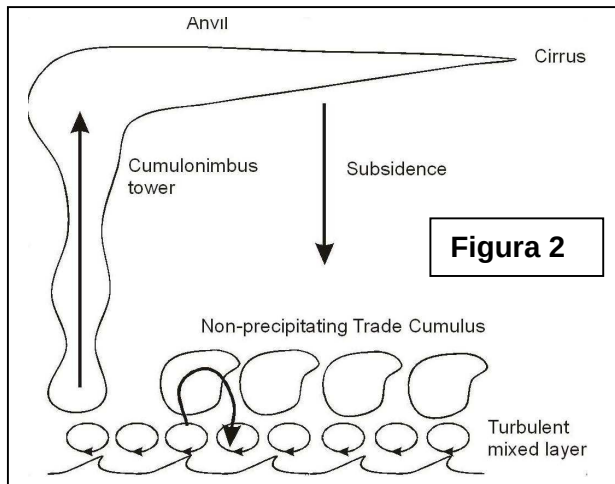
del numero di Nusselt (adimensionale), che descrive la conducibilità verticale del calore, permette di gestire una variabile che discrimina diversi comportamenti della convezione a diverse scale di grandezza del moto, del campo termico scalare e di diversi parametri tra cui l'attrito. In generale, il numero di Nusselt è funzione del numero di Rayleigh e del numero di Prandtl. Vi sono diverse situazioni da investigare: la soluzione della conduzione in caso di stratificazione termica verticale stabile o instabile, e in quest'ultimo caso le condizioni a cui si innesca la convezione turbolenta (caratterizzata da numeri di Rayleigh elevati).

Risolvendo i rispettivi problemi agli autovalori, con autofunzioni di tipo esponenziale, si ottiene che un numero di Rayleigh intorno a 1700 corrisponde ad una soluzione con parte reale dell'autovalore minore di zero, ossia alla soluzione in caso di instabilità, mentre numeri di Rayleigh minori di 1700 (e autovalore maggiore di 0) corrispondono a stabilità. Infine il numero di Nusselt proporzionale al prodotto tra le radici quadrate di Prandtl e Rayleigh implica un regime di turbolenza. Un diagramma Rayleigh – Nusselt (figura 1) in genere mostra un numero di Nusselt uguale a zero per numeri di Rayleigh inferiori a 1700, poi la relazione tra i due è data dalla radice cubica di Rayleigh (per alti numeri di Prandtl). Si può dimostrare che per altissimi numeri di Rayleigh (regime di convezione turbolenta estrema) la relazione è più complessa. La parte finale di queste lezioni ha riguardato una review storica degli studi sperimentali e teorici sul comportamento del numero di Nusselt per numeri di Rayleigh tendenti all'infinito, nonché ha ripercorso i casi di stabilità, instabilità e regime turbolento per numeri di Prandtl tendenti ad infinito, con riferimento ai casi particolari di un fluido iso-viscoso riscaldato da sotto e di un fluido in un mezzo poroso. Le conclusioni lasciano aperti i problemi sull'opportunità di trattare il problema nella sua interezza oppure, come in questo caso, nelle sue parti diverse e sulla rappresentatività di questa trattazione teorica nel caso della convezione reale.

Richard S. Lindzen (MIT, Cambridge, USA): Convection in the tropics and its role in wave dynamics and climate feedbacks.

Il prof. Lindzen è un autorevole fisico dell'atmosfera e del clima che propone alla discussione scientifica internazionale alcune tesi contrarie alle conclusioni dell'IPCC, in particolare con la teoria

dell'Iride. Tale teoria, accreditata come significativo feedback negativo nel bilancio energetico atmosferico, parte da alcuni risultati sperimentali per cui la frazione media di nubi alte sul Pacifico tropicale occidentale diminuisce all'aumentare della temperatura superficiale marina (SST). Utilizzando un modello radiativo-convettivo la risposta di queste nubi alte alla SST ha un effetto di feedback climatico negativo (riduce il riscaldamento globale).



Le sue lezioni alla Summer School sono partite da una review di alcuni concetti fondamentali relativi alla convezione atmosferica, riferendosi allo schema base della convezione di Rayleigh-Bénard. Un'evoluzione adatta alla meteorologia è rappresentata dal modello della “convezione penetrativa” di Tennekes la cui idea è stata applicata alla convezione tropicale (figura 2), ove i “plumes” convettivi sono generati dai flussi di calore sensibile (temperatura) e latente (umidità) originatisi sulla

superficie e risultano nella generazione di diversi strati troposferici: il “turbulent mixed layer”, il “trade cumulus layer” e il “deep cumulus layer”. La parametrizzazione della cumulogenesi profonda vede il

$$\int_0^{z_r} M_c \frac{\partial \theta}{\partial z} dz = L(E + \text{conv. of water vapor})$$

Equazione 1

coinvolgimento del flusso di massa che viene inserito in una semplice equazione integrale sulla coordinata z (equazione 1, con E l'evaporazione superficiale e L il calore latente).

Tale approccio trova spiegazione esauriente se si considera la convergenza nei livelli più bassi, anche se non è ancora chiaro cosa produca il sollevamento della convergenza. Inoltre, la convezione profonda tropicale risulta organizzata secondo cluster convettivi in un contesto di onde troposferiche ed è in gran parte associata alla convergenza a sua volta legata al gradiente termico orizzontale superficiale. Tuttavia non vi è legame tra le onde troposferiche tropicali e la convergenza, il che suggerisce che quest'ultima sia prodotta dall'innescio stesso della convezione. Lo studio delle onde tropicali può essere affrontato attraverso una relazione di dispersione, che in atmosfera vede la presenza di un solo modo di oscillazione con profondità equivalente di 10 km e di uno spettro continuo; si può dimostrare che le proprietà delle onde atmosferiche tropicali sono ben descritte dallo spettro continuo.

Vi sono quindi diversi approcci nello studio dell'interazione tra sistemi a larga scala e la convezione:

1. Il “cumulus heating” che guida la convergenza al suolo (modello di Charney-Eliassen).
2. L'equilibrio nell'umidità (parametrizzazione di Tiedke, Lindzen) per cui la convezione è una

risposta agli squilibri nell'umidità sotto i 2 km.

3. La generazione delle onde: in un ambiente instabile qualsiasi perturbazione si adatta ai pattern convettivi esistenti. La convezione produce convergenza al suolo, ma perturbazioni nella convergenza determinano l'innescare della convezione. Le onde non cambiano la quantità totale di convezione, che è essenzialmente determinata dall'evaporazione media dalla superficie; si può quindi affermare che sistemi del tipo onde di gravità, onde di Kelvin e circolazione di Hadley semplicemente danno forma e collocazione spaziale a processi convettivi che altrimenti esisterebbero comunque.

Evidenze osservative portano inoltre alla conclusione che la convezione tropicale è innescata (e le onde sono forzate) dall'"effective cumulus heating", mentre è l'organizzazione delle squall line convettive ad essere guidata dalle onde periodiche semidiurne, piuttosto che l'innescare stesso della convezione, i cui quantitativi di pioggia risultano comunque cinque volte superiori alla componente semidiurna della pioggia totale e la cui fase risulta più grande.

L'ultima parte delle lezioni del prof. Lindzen ha riguardato i feedback climatici negativi, cavallo di battaglia e fiore all'occhiello della sua attuale attività scientifica. Nubi e bilancio dell'umidità sono cruciali nella valutazione dei feedback climatici; utilizzando una semplificazione "naive", si può suddividere il problema in tre aspetti principali:

1. Il clima può essere rappresentato da un singolo indice: la temperatura media globale.
2. Il forcing climatico è strettamente connesso con i cambiamenti nel bilancio radiativo (gas serra, costante solare, ecc.).
3. La struttura spaziale dei cambiamenti climatici è direttamente collegata e logicamente conseguente alla temperatura globale.

Tale idealizzazione del problema, tuttavia, appare inappropriata se si tengono presenti i meccanismi di

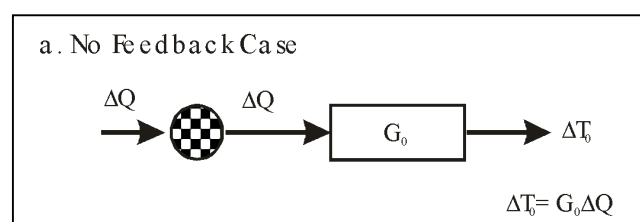


Figura 3

variazione nel forcing energetico (figura 3). Tuttavia la sensibilità più elevata proviene

dai feedback e questa semplificazione della sensibilità non permette di isolarli opportunamente. Una forma più realistica è data dallo schema in figura 4. Tra i feedback positivi, così come sono considerati dai modelli, il principale è rappresentato dal vapor d'acqua. Il feedback del vapor d'acqua è stato considerato per la prima volta da Manabe e Wetherald agli inizi degli anni '70: usando un modello

b. Feedback Case

ΔQ

G_0

ΔT

F

$F\Delta T$

$\Delta T = G_0(\Delta Q + F\Delta T)$

A proposito dell'umidità, possono essere fatte alcune considerazioni importanti:

- | RF Terms | | RF values (W m^{-2}) | Spatial scale | LOSU | |
|-------------------------|---|--|--|-----------------------|-----------|
| Anthropogenic | Long-lived greenhouse gases | CO_2
N_2O
CH_4 and Halocarbons | 1.66 [1.49 to 1.83]
0.48 [0.43 to 0.53]
0.16 [0.14 to 0.18]
0.34 [0.31 to 0.37] | Global | High |
| | Ozone | Stratospheric and Tropospheric | -0.05 [-0.15 to 0.05]
0.35 [0.25 to 0.65] | Continental to global | Med |
| | Stratospheric water vapour from CH_4 | | 0.07 [0.02 to 0.12] | Global | Low |
| | Surface albedo | Land use and Black carbon on snow | -0.2 [-0.4 to 0.0]
0.1 [0.0 to 0.2] | Local to continental | Med - Low |
| | Total Aerosol | Direct effect and Cloud albedo effect | -0.5 [-0.9 to -0.1]
-0.7 [-1.8 to -0.3] | Continental to global | Med - Low |
| | Linear contrails | | 0.01 [0.003 to 0.03] | Continental | Low |
| Natural | Solar irradiance | | 0.12 [0.06 to 0.30] | Global | Low |
| Total net anthropogenic | | | 1.6 [0.6 to 2.4] | | |
- Radiative Forcing (W m^{-2})
- ©IPCC 2007: WG1-AR4

l'incertezza sul comportamento delle nubi è responsabile dell'ampia incertezza nelle sensibilità dei modelli climatici, pur se comunque il feedback delle nubi è meno incisivo del feedback del vapore d'acqua.

- zone extratropicali, come anche le relazioni tra vapor d'acqua e nubi. Nelle zone extratropicali il trasporto di vapor d'acqua avviene principalmente lungo superfici isentropiche, con il meccanismo

della condensazione ed evaporazione legato a sollevamento e compressione adiabatici, risultante in nubi per lo più stratiformi. Nei tropici il trasporto è principalmente dovuto alle nubi convettive nell'ambito di una circolazione a larga scala quasi-stazionaria (celle di Hadley). In più, le zone di massimo trasporto verticale sono concentrate all'interno dei cumulonembi, mentre al di fuori di tali nubi si ha moto discendente. La sorgente di umidificazione dell'aria al di fuori dei cumulonembi è data dall'evaporazione delle precipitazioni provenienti dalle incudini originatesi dal "detrainment" del ghiaccio dalle torri cumulogenetiche. Tale meccanismo è fonte di incertezza ed errore nei modelli climatici.

3. La diminuzione dell'umidità specifica con la latitudine è in relazione con l'opacità infrarossa dell'atmosfera (massima entro i tropici). La circolazione atmosferica fa sì che il calore sia trasportato verso le zone con minore opacità (le zone extratropicali) ove possa essere dissipato per irraggiamento verso lo spazio. Eventuali fluttuazioni nella circolazione atmosferica portano quindi ad accumulo di calore nelle aree a più alta opacità, il che influenza evidentemente la temperatura globale.

Ci sono quindi alcuni elementi che inducono a pensare che i modelli climatici siano molto imprecisi a causa dell'errata considerazione del bilancio corretto dell'umidità: esistono in altre parole dei feedback negativi non considerati nei modelli attuali.

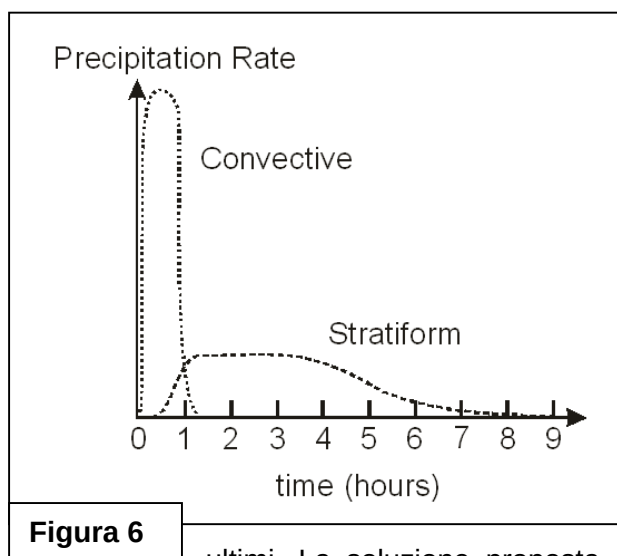


Figura 6

Guardando l'immagine in figura 5 si nota come il forcing antropogenico sull'effetto serra rappresenti l'86% di quanto ci si aspetterebbe raddoppiando il contenuto in CO₂ (3.5 W/m²), mentre il "debole" riscaldamento osservato sarebbe consistente con questo forcing soltanto se la maggior parte di esso venisse "cancellato" dal forcing legato agli aerosol (oggetto di incertezze) e dagli oceani. L'alternativa più ragionevole è che la sensibilità dei modelli sia eccessiva e che quindi esista un consistente feedback negativo attualmente assente da questi

ultimi. La soluzione proposta dal professor Lindzen è la formulazione dell'ipotesi

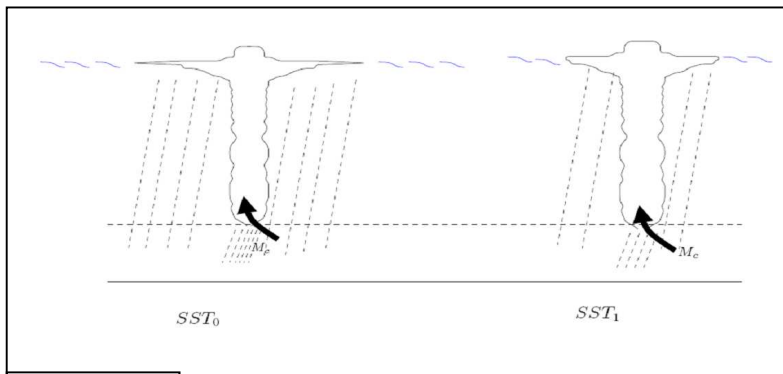
dell'"Iride", basata su tre considerazioni legate alla convezione ai tropici:

1. Il vapor d'acqua ai tropici è eterogeneamente distribuito nello spazio, con ampie regioni di aria secca intervallate da strette fasce di umidità con gradienti molto accentuati, originate come detto prima dalle incudini dei cumulonembi.

2. L'evoluzione del detrainment dei cirri è un processo che richiede tempi di 6-12 ore.
3. Per le analisi climatiche, tra i cambiamenti nei cirri associati al numero di celle convettive e i cambiamenti (normalizzati) nel totale della convezione, sono questi ultimi ad essere più rilevanti. La normalizzazione è importante perché se l'umidità relativa è invariante per zone calde o fredde, deve essere invariante anche il flusso di massa coinvolto nella convezione.

L'ipotesi dell'Iride si articola in quattro fasi:

1. i cambiamenti nell'umidità specifica del boundary layer sono principalmente controllati dalle variazioni nella SST intertropica (q aumenta di circa il 7%/K).
2. L'aumento medio nell'umidità specifica incrementa il contenuto di acqua liquida nelle nubi e i



processi precipitativi diventano più efficienti nelle regioni dell'updraft dei sistemi convettivi.

3. Piogge convettive più efficienti rilasciano meno condensato disponibile per il detrainment.

4. Meno detrainment a sua volta

Figura 7

produce la riduzione della copertura ad opera dei cirri, in particolare i cirri più sottili responsabili di un effetto di riscaldamento netto (figura 7).

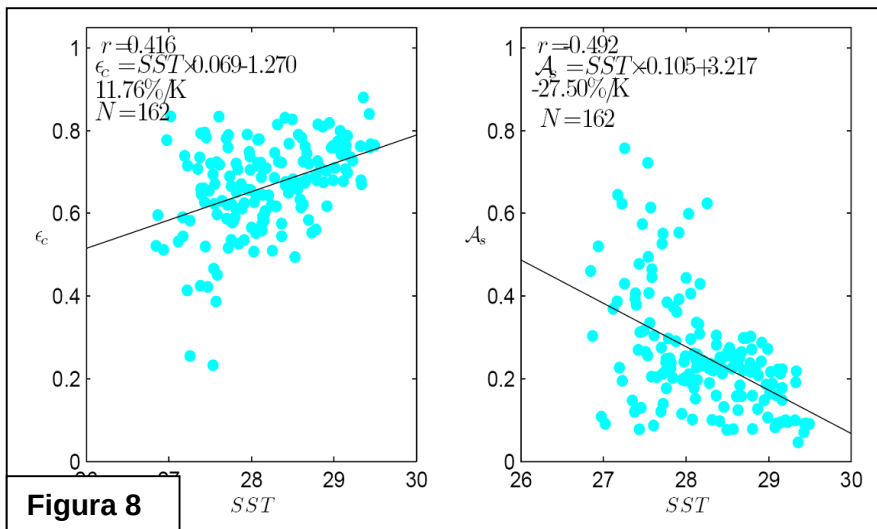


Figura 8

Si può stimare, anche attraverso osservazioni nel canale IR del satellite, un restringimento dell'area dei cirri per unità di attività convettiva di circa il 10-20% per $^{\circ}C$ di incremento della SST. Il feedback negativo si attesterebbe su $-0.7/-1.1^{\circ}C$, valori decisamente elevati. I lavori più recenti hanno perfezionato queste stime e hanno cercato di capire se sia possibile utilizzare

l'osservazione delle precipitazioni per verificare la correlazione tra l'aumento nell'efficienza delle precipitazioni e l'andamento della SST. Gli scatterplot in figura 8 rappresentano la correlazione tra la SST osservata e, rispettivamente, la frazione di pioggia convettiva sul ciclo di vita di un sistema alla

mesoscala e l'area di nubi stratiformi normalizzata per la pioggia totale del sistema (usata come proxy della quantità di detrainment). L'area di nubi stratiformi si riduce del 30% secondo le stime Radar della campagna di misurazioni TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) e, in misura equivalente,

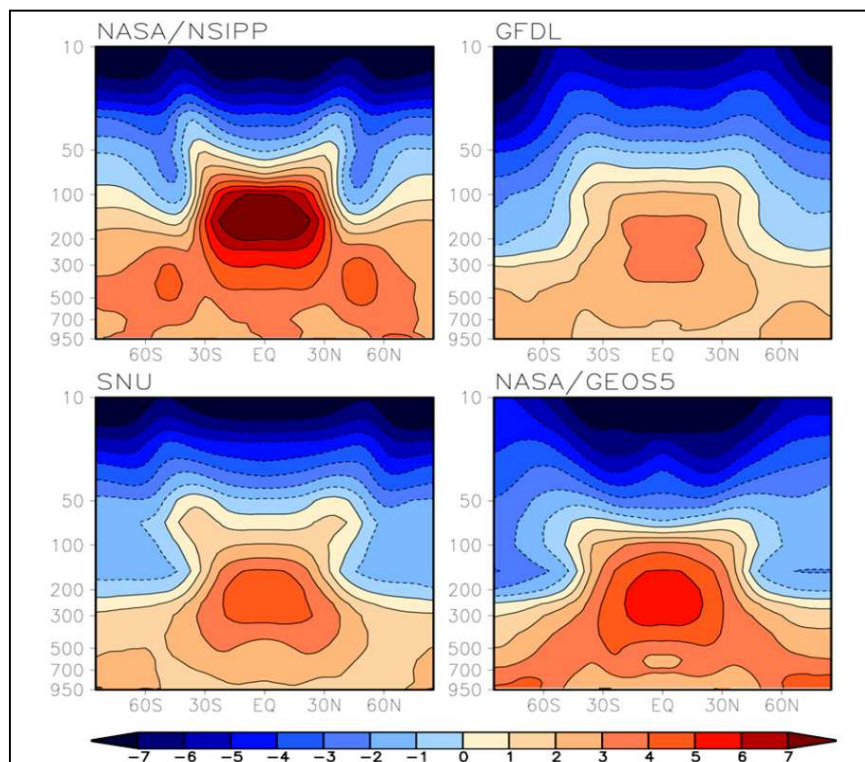


Figura 9

Mean distributions of temperature change ($2\times\text{CO}_2\text{-Control}$). Units are Kelvin.

secondo i risultati delle misure del radar di Kwajalein. In sostanza, la quantità di pioggia convettiva aumenta più velocemente con la SST rispetto alla pioggia stratiforme.

Infine, va segnalato come recenti risultati ottenuti con modelli diversi mostrino che un raddoppio della concentrazione di CO_2 in atmosfera determini un aumento della temperatura essenzialmente nell'alta troposfera (fino a 2.5 volte in più che al suolo), il che rappresenta

la vera e propria impronta dell'effetto serra (figura 9). Inoltre, le teorie correnti ci dicono che non più di 1/3 del riscaldamento in superficie può essere ascrivibile all'effetto serra.

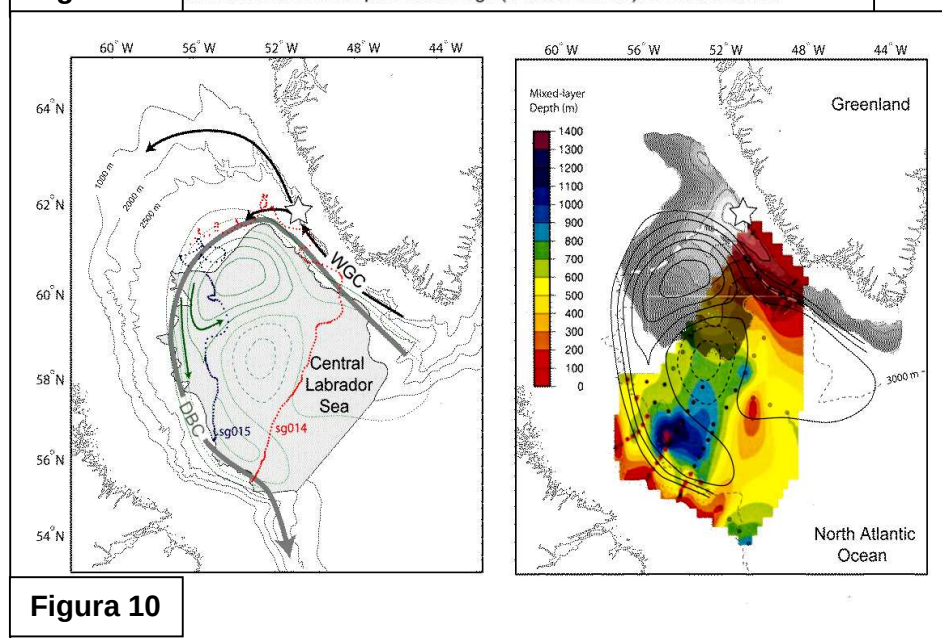


Figura 10

Peter B. Rhines (University of Washington, USA): Ocean (-atmosphere) convection and its interactions with climate.

Il prof. Rhines è uno dei più noti oceanografi dell'intera comunità scientifica. La sua lezione ha riguardato gli aspetti principali della convezione nel sistema oceanico terrestre: il trasporto di calore tra



Figura 11

all'immissione in oceano di acqua dolce (fresh water, figura 10).

oceano e atmosfera, le sorgenti di acqua dolce, la convezione e la sua variabilità decadale nel mare del Labrador, le dinamiche convettive a scala di bacino (plumes, circolazione alla mesoscala, gyre subpolare nordatlantico) e i modelli climatici globali.

E' interessante citare come la convezione profonda oceanica sia di gran lunga diversa dalla convezione profonda atmosferica, in quanto non prevede cambiamenti di stato, coinvolge le grandezze temperatura e salinità, avviene esclusivamente in determinate regioni geografiche ed è strettamente legata

Joel Sommeria (LEGI/Coriolis Institute, Grenoble, France): Laboratory experiments of thermal convection.

Questa serie di lezioni (un po' faticose da seguire a causa della scarsa chiarezza linguistica del docente) ha ripercorso i fondamenti della convezione di Rayleigh-Bénard secondo un approccio laboratoriale e applicativo che tenesse conto anche dell'accelerazione di Coriolis.

L'applicazione dei concetti teorici ad un fluido reale in laboratorio (acquario riscaldato e predisposto alla rotazione) prevede alcune assunzioni: effetto di superficie libera, rugosità dei muri della cella-laboratorio, conducibilità dei muri di contorno, parametrizzazione delle fluttuazioni della temperatura, effetti non-Boussinesq, parametrizzazione dell'effetto di Coriolis. Risultano alcune valutazioni della relazione Nusselt/Rayleigh e Nusselt/Prandtl che fanno emergere le criticità della dipendenza dalle fluttuazioni nella temperatura della piattaforma inferiore e, nel regime di alta turbolenza ("ultimate regime"), alcune incongruenze tra esperimenti francesi ed esperimenti americani. Una discussione a parte è stata sviluppata in merito alla teoria dei "plumes" convettivi (esempio da laboratorio in figura 11), specie quando il fluido è sottoposto a rotazione che simuli la presenza del termine di Coriolis, e in

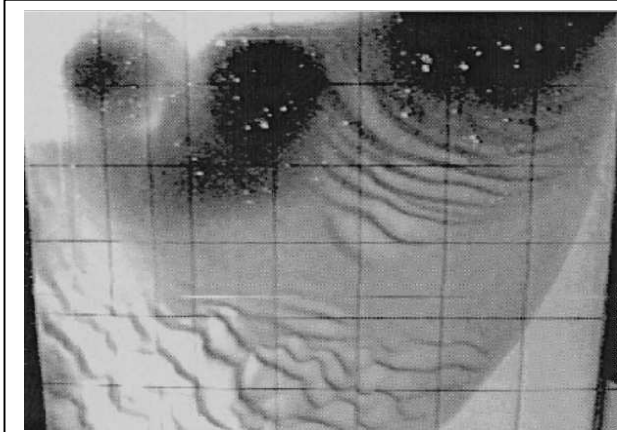


Figura 12

merito alla generazione di correnti di gravità su piani subacquei inclinati sottoposti a rotazione (figura 12).

Graham Hughes & Ross Griffiths (Research School of Earth Sciences, The Australian National University): Could the Ocean overturning circulation be convective?

Questa lezione ha chiarito alcuni punti in merito alla circolazione oceanica (figure 13 e 14). Tra i vari modelli che descrivono la convezione c'è il modello dei "plumes", del rimescolamento abissale, eventualmente con l'entrainment.

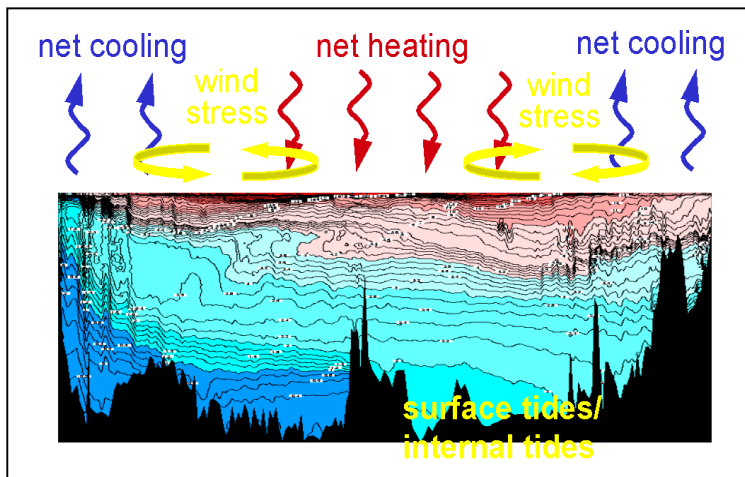


Figura 13

convezione profonda oceanica è importante perché direttamente collegata con lo

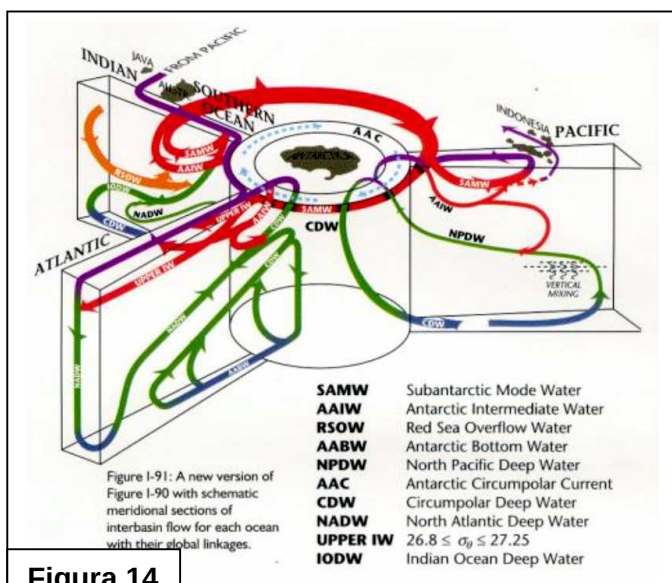


Figura 14

spiondamento dell'acqua in alcune regioni oceaniche, diventando la prima ragione della trasformazione di massa dell'acqua. Il processo che attiva la convezione è sintetizzabile in 3 fasi: una di "precondizione" (raffreddamento della superficie oceanica e suo "risucchio" verso il basso), una di convezione vera e propria (processo che fa tendere a zero la vorticità potenziale e a cui segue il rimescolamento secondo una struttura a "plumes" numericamente gestibile tramite parametrizzazione), una di diffusione laterale della massa d'acqua

“modificata” (a bassa vorticità potenziale) secondo una struttura a “eddies”. La convezione oceanica è interessante anche perchè subisce modifiche in presenza della rotazione terrestre e favorisce la diffusione laterale dell’acqua “modificata” dalla convezione (fase 3 del processo). La scala a cui si innesca la convezione oceanica è

$$R_o^* = \frac{l_{rot}}{H} = \frac{1}{H} \left(\frac{B}{f\beta} \right)^{\frac{1}{2}}$$

Equazione 2

determinata dalla profondità dell’oceano stesso e dal contributo della rotazione terrestre (equazione 2, numero di Rossby naturale), che in atmosfera è trascurabile. Una caratteristica

importante è l’omogeneità del bacino:

un bacino omogeneo nello spazio fa sviluppare la buoyancy verticalmente, un bacino inomogeneo la fa sviluppare lateralmente (“slantwise convection”). Un aspetto interessante riguarda l’origine del moto convettivo negli oceani (figura 15), con un accento sul ruolo dell’Antartide e della

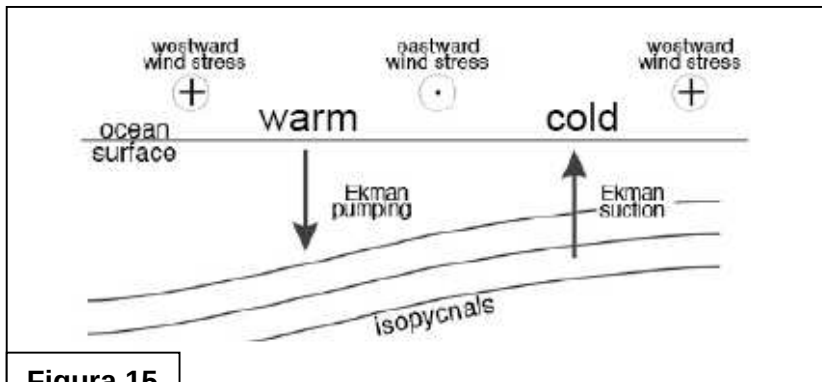


Figura 15

corrente circumpolare antartica (ACC, figura 16). Per quanto riguarda la circolazione

orizzontale a gyres, sono state fatte delle proiezioni tramite modello climatico accoppiato oceano-atmosfera simulando diverse situazioni di

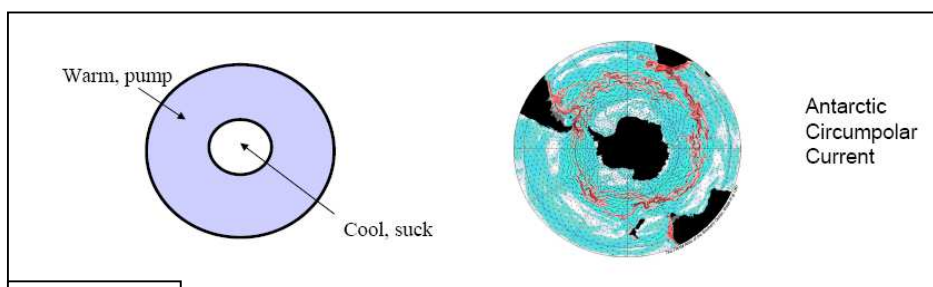


Figura 16

interruzione della corrente zonale (ad esempio, lo stretto di Drake tra Sudamerica e

Antartide) ed osservando il trasporto meridiano di calore che evidenzia nel caso di Drake una netta asimmetria il cui mantenimento è ascrivibile al trasporto di acqua dolce.

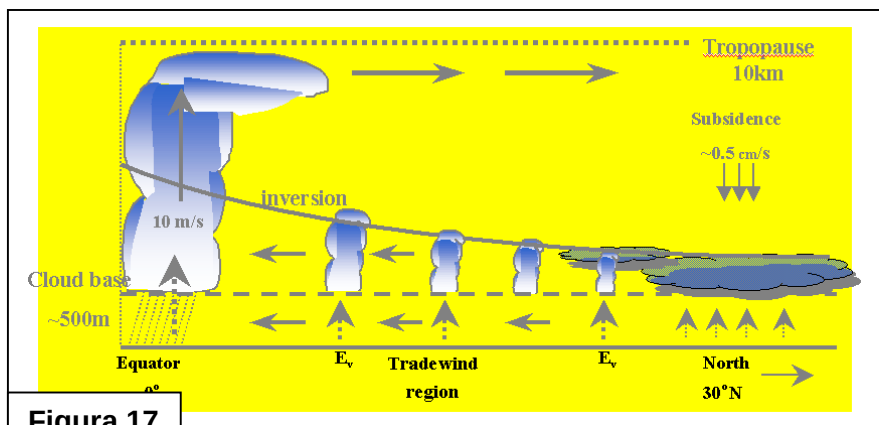
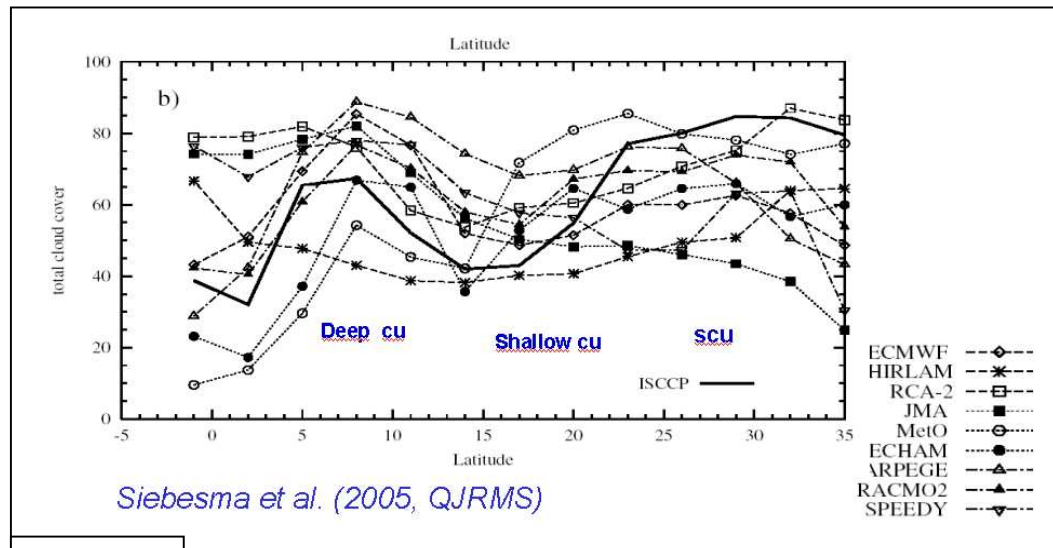


Figura 17

Pier Siebesma (KNMI, The Netherlands): Atmospheric dry and shallow moist convection

Questa lezione si è soffermata su alcuni aspetti della convezione in area tropicale (figura 17). I modelli climatici tipicamente cercano di simulare alcune possibili fonti di feedback, tra cui la copertura



nuvolosa (figura 18) e il vapor d'acqua (materiale per costruire le nubi, figura 19). Ne risultano differenze anche sostanziali tra i vari modelli quanto alla sensibilità rispetto al Global

Figura 18

Warming (figura 20). I fondamenti fisici della convezione tropicale si basano su un'approssimazione delle equazioni di Navier–Stokes detta “Equazione di Burgers” (equazione 3),

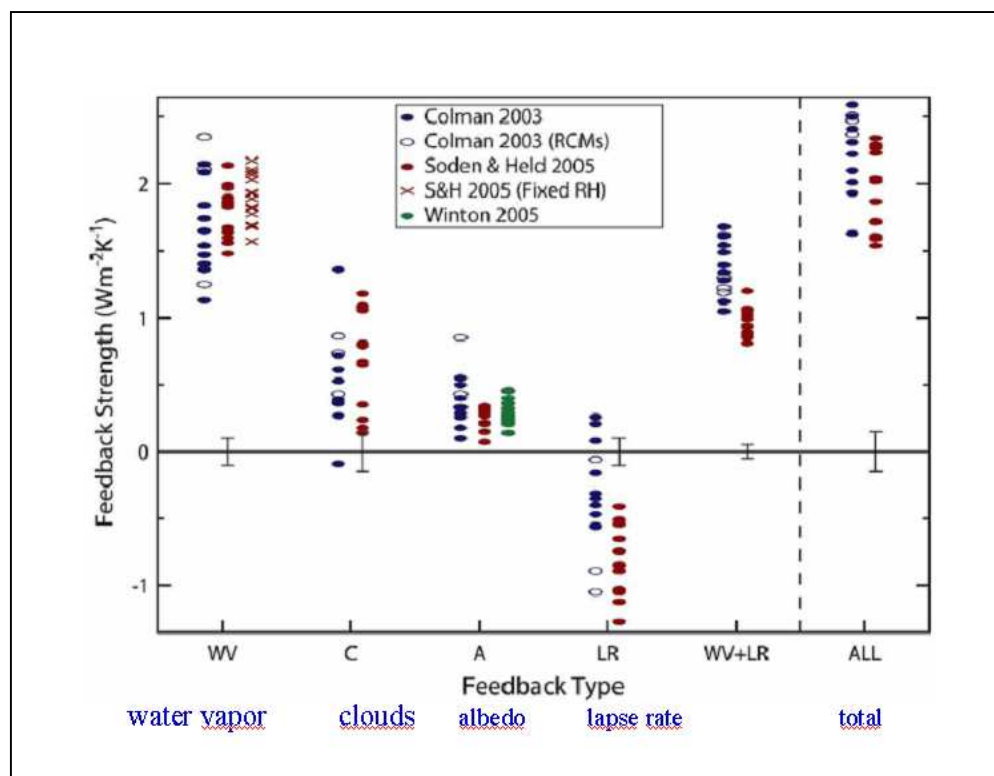
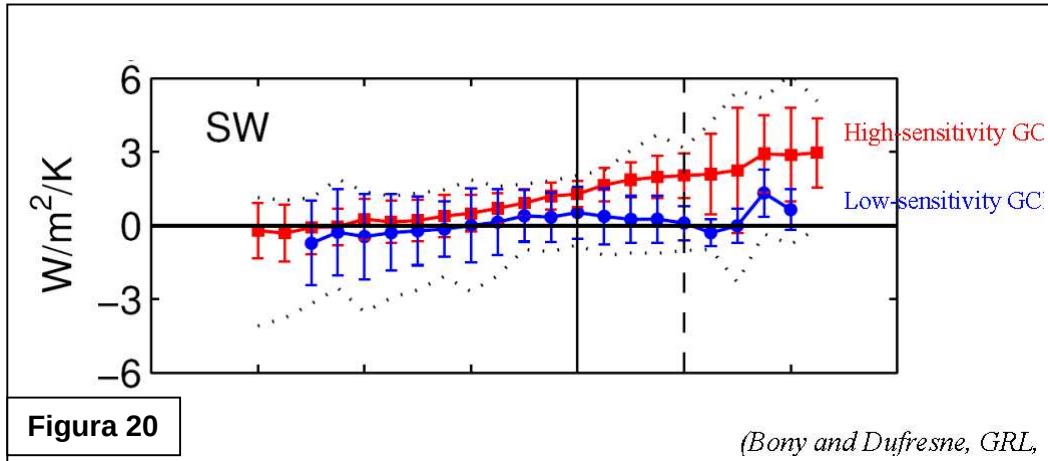


Figura 19

numero di Reynolds, che se inferiore a 1 discrimina un flusso laminare, se molto maggiore di 1 discrimina un regime turbolento. Il PBL tipicamente offre valori di Reynolds (rapporto tra forza inerziale e forza viscosa) intorno a 1000, quindi con un regime turbolento ben sviluppato. In tale

monodimensionale e non-lineare, separabile in due diversi problemi: l'equazione della diffusione e l'equazione dell'avvezione. La soluzione generale è delineata dalla competizione tra questi due termini, che possono essere messi in relazione adimensionalizzando le equazioni: il rapporto tra le due è dato dal



regime, la dissipazione dell'energia avviene tramite la rottura degli "eddies" più grandi in "eddies" più piccoli con numero di Reynolds che tende a 1, regime in cui la viscosità prevale sulla turbolenza. La teoria di

Kolmogorov applicata alla turbolenza dice che il trasferimento di energia cinetica nella "cascata energetica" degli "eddies" è costante ed uguale al tasso di dissipazione. La trasformata di Fourier dell'energia cinetica, inoltre, produce un valore proporzionale al numero d'onda alla 5/3 (equazione 4). Andando nello spazio delle frequenze, si può notare come lo spettro dell'energia per la componente verticale del vento si discosti da questa legge a quote più basse (500 m) rispetto a quanto accade per le componenti orizzontali. Nei modelli tali effetti "subgrid" vanno parametrizzati; i modelli di tipo LES (Large Eddy Simulation) li parametrizzano secondo l'approssimazione di Kolmogorov. Se si va ad applicare l'analisi della TKE (Turbulent Kinetic Energy) alle equazioni del moto, si ottiene un'equazione suddivisibile nei termini di shear, di buoyancy, di trasporto e di dissipazione. Il numero di

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} = +\nu \frac{\partial^2 u}{\partial x^2}$$

Equazione 3

Richardson (rapporto tra buoyancy e shear, B/-S) discrimina tra flusso laminare ($Ri > 1$), turbolenza derivata da shear ($Ri < 1$) e turbolenza derivata da galleggiabilità ($Ri < -1$). La convezione atmosferica, in ultima istanza, è uno stato descritto in parametri da un numero di Reynolds $\gg 1$

$$F(\delta v^2(l)) \sim \int e^{ik\lambda^{2/3}} d\lambda \sim k^{-5/3}$$

Equazione 4

(condizione per lo sviluppo della turbolenza) e da un numero di Richardson < -1 (condizione per la turbolenza guidata dalla galleggiabilità).

Un possibile aspetto dello studio della convezione atmosferica è lo studio del Boundary Layer turbolento, determinato dal mixing turbolento e dalla circolazione a larga scala. Più nel dettaglio, il prof. Siebesma si è soffermato sulla convezione umida poco profonda, spiegata schematicamente in termini di equazioni del moto e di conservazione; a tal proposito si è soffermato su concetti di instabilità assoluta e condizionale (figura 21, l'effetto "biliardo") su cui qualcuno potrà non essere d'accordo.

Questi concetti sono stati applicati alla cumulogenesi nell'area dei "trade winds" (Alisei), propria di uno strato limite non rimescolato e soggetto ad entrainment. Il modello di nube più semplice prevede un

entrainment laterale a cui vanno aggiunti l'entrainment verticale da sotto e l'entrainment attraverso il top della nube (quest'ultimo prevede un "core" della nube adiabatico). Un tipo di nubi caratteristico della convezione umida poco profonda sono gli stratocumuli (importanti dal punto di vista climatico per la loro estensione, figura 22). Tra le problematiche che affliggono la loro trattazione vi è la quantificazione dell'entrainment, in particolare dal top della nube, che produce le zone di dissipazione

che caratterizzano la forma oblunga e "discretizzata" degli stratocumuli (figura 23).

Ross Griffiths (Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra ACT): Horizontal Convection

La convezione orizzontale negli oceani è innescata dal

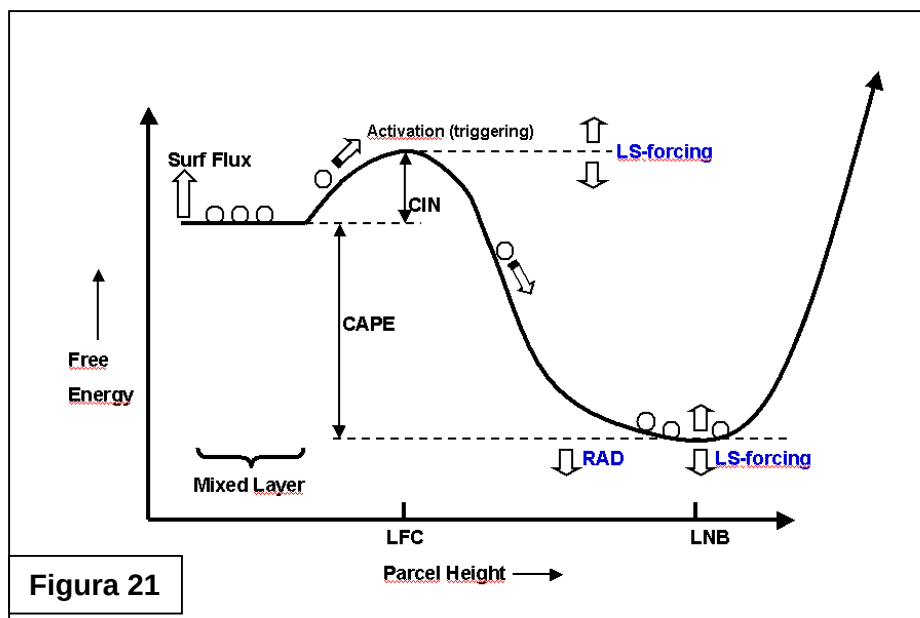


Figura 21

gradiente termico orizzontale in atmosfera e dalla rotazione terrestre (figura 24). I primi esperimenti in tal senso prevedevano di riscaldare in maniera differenziata il fondo di una vasca piena d'acqua

osservando i flussi risultanti. Tutto ciò portò alla formulazione del teorema di Sandstrom: *una circolazione stazionaria chiusa può essere mantenuta nell'oceano solo se la sorgente di calore è situata ad un livello inferiore*

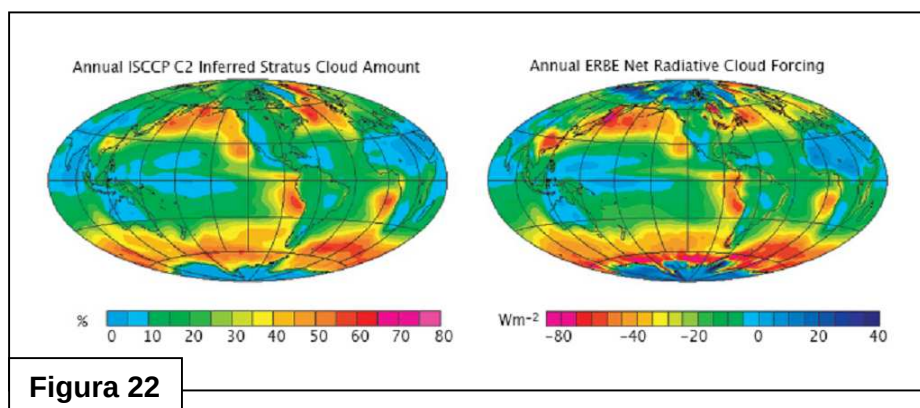
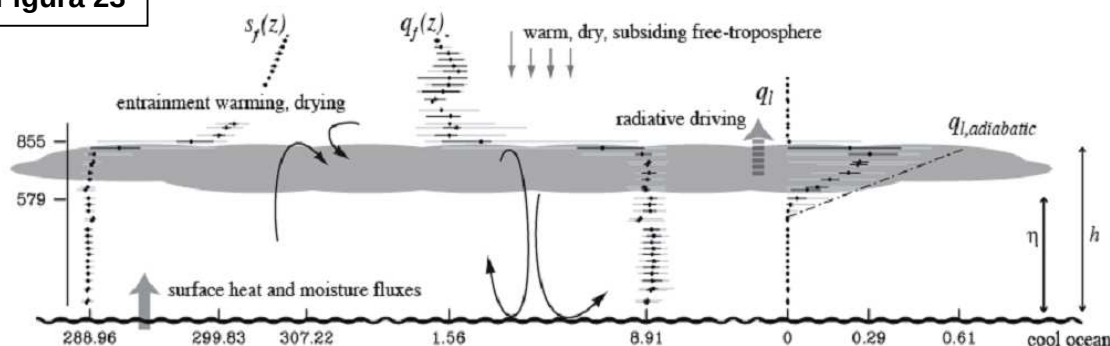


Figura 22

della "sorgente" fredda. Si notò inoltre che i semplici flussi di calore superficiali non potevano giustificare i flussi vigorosi che si osservano nella realtà oceanica. Una rivisitazione di questi teoremi e delle esperienze correlate è stata affrontata dal prof. Griffiths. Sono stati identificati tre tipi di convezione stazionaria oceanica: di tipo Rayleigh-Bénard (superficie inferiore a temperatura più alta della superficie superiore), a muri laterali con temperature diverse e convezione orizzontale con gradiente termico orizzontale sulla superficie inferiore. Quest'ultima è stata oggetto di esperienza di

laboratorio con numero di Rayleigh elevato e un flusso di calore forzato (figura 25): le conclusioni indicano che la circolazione convettiva interessa tutta la vasca ma con un gradiente di densità interna molto piccolo, vi è un plume verticale confinato su di un lato della vasca, si forma uno strato limite stabile, la circolazione resiste a diverse temperature superficiali ma non ad eventuali variazioni forzate del flusso. Una successiva evoluzione dell'esperienza vede una vasca con una piastra (più estesa) riscaldata ed una (più piccola) raffreddata ed un tubo di immissione tra le due: ne risulta che flusso ed

Figura 23



instabilità non risentono di queste differenze. Una terza esperienza vede una vasca a due plumes con due piastre scaldate ed una raffreddata in mezzo (figura 26): risulta che il plume più consistente

regola la stratificazione interna del fluido, essendo la circolazione molto sensibile alle differenze in galleggiabilità tra i due liquidi immessi. L'ultima parte delle lezioni hanno riguardato la valutazione del termine di Coriolis tramite vasche rotanti a velocità

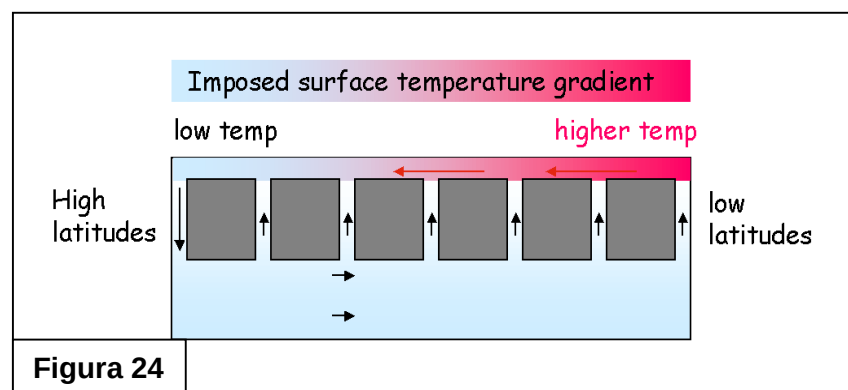


Figura 24

angolare costante.

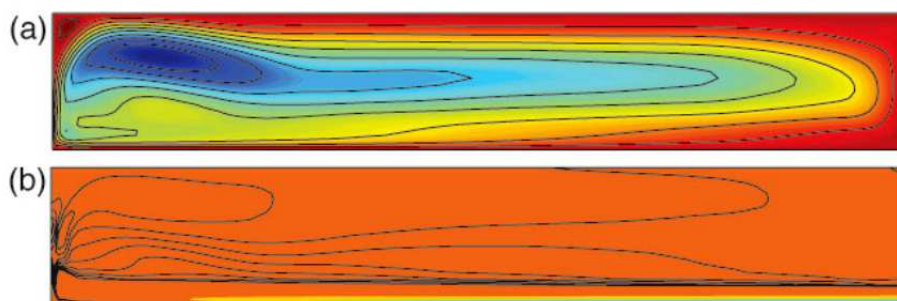
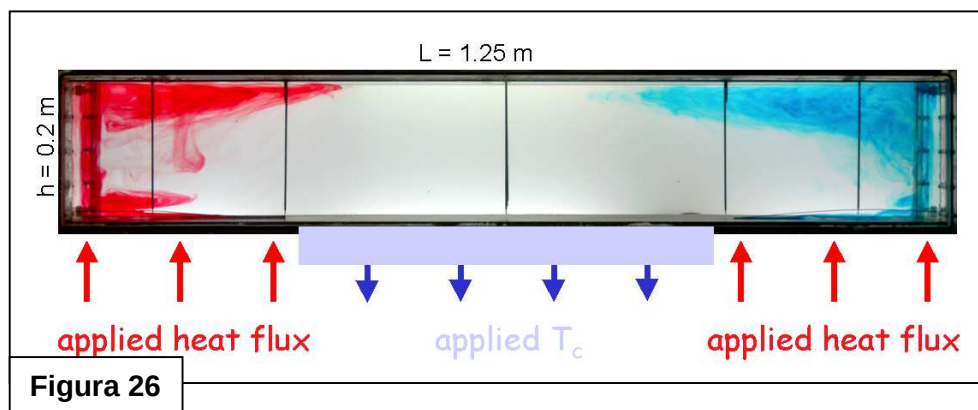


Figura 25



Commenti finali

Il corso è stato molto complesso e denso di contenuti, volendo abbracciare le problematiche fondamentali della convezione. Personalmente ho fruito maggiormente, per formazione personale, della parte atmosferica, non riuscendo sempre a cogliere nella parte oceanografica tutte le sfumature che richiedevano delle conoscenze di base non banali.

I contenuti più apprezzabili sono derivati sicuramente dalle lezioni del prof. Lindzen soprattutto per la tematica "scottante" in relazione al climate change e alla posizione critica di questo studioso nei confronti della modellistica climatologica in voga presso l'IPCC.

La frequentazione degli altri studenti del corso, principalmente studenti di PhD e post-doc (alcuni dei quali i "delfini" dei relatori), è stata arricchente, in particolare confrontando esperienze e metodi di lavoro... senza contare le numerose escursioni sui monti circostanti (consentite e, anzi, sollecitate dagli stessi organizzatori)!