

Fundamentos de Meteorología

en 180 preguntas

Manuais

Serie manuais didácticos

Autores/as

Luis Gimeno
Raquel Nieto
Marta Vázquez
Roger Sorí
Luis Gimeno-Sotelo

Luis Gimeno, Raquel Nieto,
Marta Vázquez, Rogert Sorí
e Luis Gimeno-Sotelo



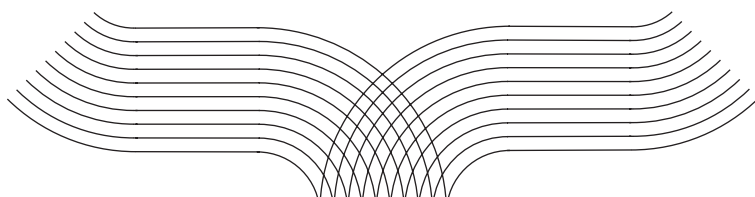
Os autores deste libro son membros da Facultade de Ciencias no Campus de Ourense da Universidade de Vigo, englobando dous catedráticos de universidade con décadas de experiencia na impartición da materia de Meteoroloxía, Luis Gimeno Presa e Raquel-Olalla Nieto Muñiz, e tres investigadores, dous posdoctorais, Rogert Sorí Gómez e Marta Vázquez Domínguez, e mais un predoutoral, Luis Gimeno Sotelo, con experiencia na adaptación a novos recursos educativos. Todos os autores pertencen ao grupo de investigación EPhysLab (*Environmental Physics Laboratory*), integrante do CIM (Centro de Investigación Mariña) da UVIGO e Unidade Asociada ao CSIC. Aínda que con investigación diversa en distintos temas meteorolóxicos e climáticos, o núcleo

fundamental da súa investigación céntrase hoxe en día na rama atmosférica do ciclo hidrolóxico, incluíndo a determinación da relación entre fontes e sumidoiros de humidade, estudos dos principais mecanismos de transporte de humidade, e análise e modelización de extremos hidroclimáticos, disciplinas nos que teñen publicado máis de 150 artigos nos últimos 20 anos, incluíndo artigos en revistas tan prestixiosas como *Nature Geosciences*, *Nature Reviews and Environment*, *Nature Communications* ou *Nature Water*. (<https://ephyslab.uvigo.es/moisturetransport>). A súa labor docente ten sido moi variada, coa impartición de múltiples materias en ciencias atmosféricas e climáticas, de grao, master e doutorado. Foron os primeiros organizadores dun

master e dun doutorado en España especificamente dedicado ás ciencias climáticas, e na actualidade estase a coordinar o doutorado de Agua, Sustentabilidade e Desenvolvemento, titulación vinculada ao Campus Auga en Ourense.

Servizo de Publicacións

Universidade de Vigo



Manuais

Serie de manuais didácticos

n.º 090

Edición

Universidade de Vigo
Servizo de Publicacións
Rúa de Leonardo da Vinci, s/n
36310 Vigo

Deseño da portada

Tania Sueiro Graña
Área de Imaxe
Vicerreitoría de Comunicacións e Relacións Institucionais

Maquetación

Tórculo Comunicación Gráfica, S. A.

Fotografía da portada

Adobe stock

Impresión

Tórculo Comunicación Gráfica, S. A.

ISBN (Libro impreso)

978-84-1188-019-0

Depósito legal

VG 318-2024

© Servizo de Publicacións da Universidade de Vigo, 2024

© Luis Gimeno, Raquel Nieto, Marta Vázquez, Rogert Sorí
e Luis Gimeno-Sotelo

Sen o permiso escrito do Servizo de Publicacións da Universidade de Vigo, queda prohibida a reprodución ou a transmisión total e parcial deste libro a través de ningún procedemento electrónico ou mecánico, incluídos a fotocopia, a gravación magnética ou calquera almacenamento de información e sistema de recuperación.

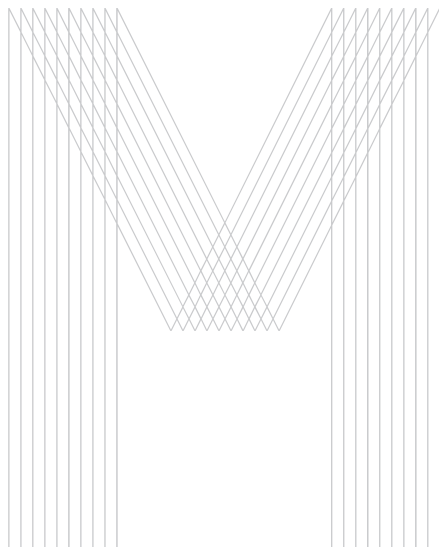
Ao ser esta editorial membro da **une**, garántense a difusión e a comercialización das súas publicacións no ámbito nacional e internacional.

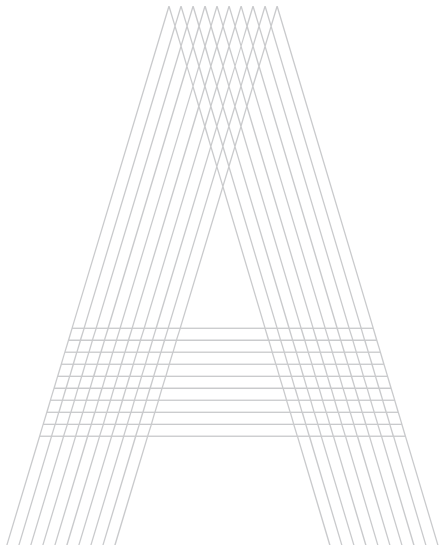
Servizo de Publicacións

Universidade de Vigo



HR EXCELLENCE IN RESEARCH





Este volume publícase
co financiamento da



**XUNTA
DE GALICIA**

Fundamentos de Meteorología

en 180 preguntas

Autores/as

Luis Gimeno
Raquel Nieto
Marta Vázquez
Roger Sorí
Luis Gimeno-Sotelo

Índice

00

Prólogo

Los autores: Luis Gimeno, Raquel Nieto, Marta Vázquez,
Roger Sorí y Luis Gimeno-Sotelo

13

7

01

Sistema climático: a atmosfera

15

O sistema climático

Tempo e clima

Compoñentes do sistema climático

Natureza do sistema climático

Variabilidade climática

Tempo de resposta e feedback no sistema climático

02

Estrutura e composición atmosférica

21

Estrutura e propiedades da atmosfera

Composición do aire seco

Estrutura vertical da atmosfera

Estrutura vertical e horizontal da atmosfera

Conduta da atmosfera

Descrición da conduta atmosférica

Mecanismos que inflúen na conduta atmosférica

Composición e estrutura da atmosfera

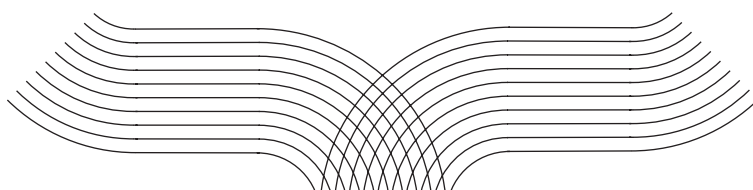
Descrición do aire

Estratificación da masa

Estrutura térmica dinámica

Constituíntes traza

Nubes



8 03

A atmosfera media

29

- A capa de ozono
- Fotoquímica do ozono
 - O ciclo de Chapman
 - Familia química do ozono
 - Equilibrio fotoquímico
- Implicación doutras especies
 - Movemento do aire: Circulación de Brewer-Dobson
- Quecemento estratosférico súbito
- Oscilación Cuasibienal

04

Radiación solar e balance enerxético

35

- O espectro electromagnético
- Emisión do corpo negro: Leis de Plank, de Wien e de Stefan-Boltzmann
- Radiación solar
- Radiación terrestre
- Absorción da radiación terrestre
 - Fundamento das canles de radiación
 - Efecto invernadoiro
- Balance radiativo

Procesos termodinámicos na atmosfera	
Arrefriado isobárico	
Saturación	
Néboas de advección	
Néboas de radiación	
Procesos adiabáticos-isobáricos (isoentálpicos)	
Temperatura equivalente	
Temperatura do termómetro húmido	
Néboas de mestura	
Expansión adiabática	
Saturación do aire por ascenso adiabático	
Nivel de condensación por ascenso (NCA)	
Expansión politrópica	
Mestura vertical	
Nivel de condensación por mestura (NCM)	
Temperatura adiabática (ou pseudotemperatura) do termómetro húmido	
Temperatura adiabática equivalente (ou pseudoequivalente)	
Propiedades conservativas	
Movimentos verticais: estabilidade atmosférica	
Concepto de estabilidade dun sistema físico	
Flotabilidade dunha burbulla de aire	
Movimentos verticais	
Tipos de estabilidade	
Estabilidade	
Inestabilidade absoluta	
Estabilidade condicional	
Determinación da estabilidade a partir de gradientes térmicos	
Mecanismos de estabilización e inestabilización de masas de aire	
Mecanismos de disparo de ascensos	

10 06

Fundamentos de dinámica da atmosfera

51

- Forzas na atmosfera
- Ecuacións dinámicas fundamentais
 - Sistema pechado de cinco ecuacións
- Vorticidade
- Perturbacións
- Clasificación de fluxos
- Fluxo horizontal sen rozamento
 - Fluxo xeostrófico
 - Vento inercial
 - Fluxo Euleriano
 - Fluxo do gradiente
- Variación do vento na vertical
 - Coordenadas isobáricas
 - Vento térmico
 - Cizalladura vertical do vento xeostrófico
 - Advección horizontal e variación local da temperatura
 - Vento térmico e estabilidade relativa
- Estrutura do vento na Capa Límite Planetaria (PBL)
 - Forzas viscosas e turbulentas
 - Capas de influencia da fricción
 - Perfiles de vento na PBL

07

Aerosois e microfísica de nubes

57

- Morfoloxía de aerosois
 - Aerosois continentais, mariños e estratosféricos
- Microfísica de nubes

08

Dinámica de nubes: modelos conceptuais

65

11

Nubes Laminares

Néboas e estratos nunha PBL arrefriada desde abaixo

Néboas

Estratos árticos

Estratos, estratocúmulos e pequenos cúmulos nunha PBL quente desde abaixo

Modelo conceptual dunha capa mesturada con nubes no tope

Estrutura mesoescalar das nubes nunha capa mesturada

Nubes cirriformes

Modelo conceptual de cirrus uncinus

Modelo conceptual de cirros procedentes de cumulonimbos

Altoestratos e altocúmulos

Nubes cumuliformes

Introdución

Flotabilidade, perturbación de presión, entrainment e vorticidade

Tormentas convectivas

Pequenos cumulonimbos

Tormentas multicélula

Tormentas supercélula

Condicións ambientais que favorecen os distintos tipos de tormentas

Tornados

Frontes de refacho e downburst

Sistemas convectivos a mesoescala

Liñas de tormentas

09

Bibliografía seleccionada

75

Prólogo

13

Durante as últimas décadas os estudos en Meteoroloxía téñense impartido na Universidade de Vigo, e en concreto no Campus de Ourense, dentro de diferentes Licenciaturas e Graos, por profesorado da área de Física da Terra. O comezo desta disciplina, alá no ano 1997, ten o seu xerme nas materias de Introducción á Física da Atmosfera e na súa Ampliación no corpo de materias da especialidade de Física da Atmosfera na xa extinta Licenciatura de Físicas. A súa continuidade no Grao de Ciencias Ambientais e na Enxeñaría Aeroespacial en menos carga horaria supoxo un esforzo de concreción e adaptación curricular do material que se explicaba ata ese momento nas dúas asignaturas.

Os anos de experiencia dos docentes desta materia constatou a necesidade de realizar un material específico que resuma e aúne todos os contidos da materia. Un material dirixido aos alumnos, que nun formato de preguntas e respostas curtas, tense realizado ao longo de todos estos anos, como experiencia docente, nas diferentes aulas, pero non así concretado nun manual específico. Dispor deste tipo de manual axuda ao estudo individual dos estudantes, posterior sempre a unha explicación avanzada na aula por parte do profesorado. Consideramos os autores deste material que axudará significativamente ao aproveitamento dos contidos e do tempo de estudo.

Este libro é polo tanto un compendio en 180 preguntas e respostas do contido esencial da materia de Meteoroloxía para Ciencias Ambientais, que pode ser extendido a calquera outra titulación que incorpore estes coñecementos meteorolóxicos.

A estrutura do material aquí exposto abrangue un total de oito capítulos nos que se abordan dun modo comprensible coñecementos fundamentais sobre o sistema climático, a estrutura e composición da atmosfera, radiación solar a balance enerxético, fundamentos de termodinámica e dinámica atmosférica, aerosois, e microfísica

14 de nubes, así como os tipo de nubes e os conceptos básicos sobre a súa formación. Estes contidos foron extraídos ao longo do tempo de diversos manuais sobre meteoroloxía, pero que poden ser extendidos de novo polo estudantado a partir de dous libros fundamentais como son o publicado por Salby M.L. titulado *Fundamentals of Atmospheric Physics* en 1996 pola editorial Elsevier para os capítulos do 1 ao 6, e no libro de Robert A Houze Jr. titulado *Cloud dynamics* publicado en 2014 por Academic Press para os capítulos 7 e 8.

Tentamos así pois achegar a Meteoroloxía nun formato diferente ao habitual dos libros de texto, complementando este manual aos máis tradicionais. A linguaxe utilizada, aínda que formal, tentouse adecuar para unha maior comprensión, pero sen relaxar en demasía o tratamento físico que a Meteoroloxía implica.

Agardamos que este material sexa un referente nas horas de estudo do estudantado e que esperte o interese en profundizar nas preguntas plantexadas, e abrir as portas a unha mellor formación de especialistas e interesados na Meteoroloxía.

OS AUTORES

Capítulo 01

Sistema climático: a atmosfera

15

- 1. Cantos compoñentes ten o sistema climático?** O sistema climático consta de 5 compoñentes: A atmosfera, a hidrosfera, a criosfera, a biosfera e a litosfera. A atmosfera é unha fina capa de mestura de gases distribuída ao redor da Terra; a hidrosfera inclúe todo a auga en fase líquida distribuída sobre a Terra (océanos, mares interiores, lagos, ríos e augas subterráneas), sendo o océano o seu principal compoñente ao cubrir dous terzos da superficie da Terra; a criosfera corresponde á masa de neve e xeo da superficie da Terra e inclúe campos xeados de Groenlandia e a Antártida, glaciares continentais, campos de neve, mar xeado e o "permafrost"; a biosfera engloba o conxunto dos seres vivos, é dicir toda a flora e a fauna; e a litosfera inclúe a cortiza continental e a parte externa do manto terrestre.
- 2. Son independentes os subsistemas do sistema climático?** En absoluto. Os 5 compoñentes do sistema climático son sistemas termohidrodinámicos heteroxéneos moi complexos caracterizados pola súa composición química e os seus estados dinámicos (variables de movemento, forzas, velocidades) e termodinámicos (variables como a temperatura, presión, humidade, salinidade), que interaccionan fortemente entre si a escalas temporais e espaciais moi variadas.
- 3. Que é o tempo de relaxación ou de resposta?** É o tempo que tarda en reequilibrarse un sistema tras realizar sobre o mesmo unha perturbación. A atmosfera ten o tempo de relaxación máis curto, da orde de días a semanas. É así porque ten a menor inercia dinámica, pola súa baixa densidade, e menor inercia térmica, pola súa baixa capacidade calorífica. Tras ela está a hidrosfera, así o océano ten tempos de resposta crecente coa profundidade, na capa de mestura o tempo de relaxación é de varias semanas a meses, na termoclina (rexión onde a tempera-

tura do mar varía máis bruscamente na vertical, tipicamente a varios centos de metros) é da orde de estacións e no océano profundo de centurias e milenios. En terceiro lugar está a criosfera debido á súa grande masa e compacidade, que fai que as masas de xeo apenas se movan ou o fagan moi lentamente (salvo os icebergs). Finalmente, o tempo de relaxación máis alto é o da litosfera, que exceptuando a capa superficial (onde a temperatura e o contido de auga varía) a efectos climáticos adóitase considerar como constante.

4. **Por que é complexo o estudo da atmosfera?** É unha fina capa de mestura de gases distribuída ao redor da Terra. Para estimar o fina que é basta considerar que o 99% da súa masa atópase nos primeiros 30 km na vertical, mentres que entre o Polo Norte e o Polo Sur hai aproximadamente 20000 km de distancia. Ten unha estrutura vertical en capas de características físicas e químicas diferentes. É altamente heteroxénea sendo unha mestura de gases (O_2 , N_2 , NO , ...), vapor de auga, aerosois (substancias sólidas e líquidas en suspensión), nubes (auga líquida e sólida) e con distribución dos seus constituíntes altamente variable tanto espacial como temporalmente. Ademais, está en movemento. Todo iso fai o seu estudo moi complicado.
5. **A que se debe o movemento na atmosfera?** O movemento da atmosfera basicamente é debido a un quecemento diferencial (maior insolación nas rexión tropicais que en extratropicos) que xera un gradiente de presión que, en última instancia, é o responsable do movemento. Así mesmo, inflúe a rotación da Terra, que fai que os movementos non sexan simplemente na dirección ecuador-polos.
6. **Por que o océano é a principal reserva enerxética do sistema climático?** Porque recibe as dúas terceiras partes da radiación solar e ademais é capaz de absorbela, a diferenza do que ocorre coa atmosfera que absorbe moi mal a radiación solar. De feito, o océano é o compoñente do sistema climático que máis radiación solar absorbe.
7. **Por que o océano ten maior inercia térmica e dinámica que a atmosfera?** Porque ten maior capacidade calorífica que o aire, polo tanto o mesmo fluxo de calor produce menor cambio na temperatura (menor inercia térmica), e porque tamén ten unha densidade menor que o aire, o que conleva que unha mesma forza xere un movemento menor (inercia dinámica menor).
8. **Por que o océano ten unha circulación case horizontal, e que implica en termos do seu perfil térmico?** Porque está moi estratificado en densidade. A densidade das augas profundas é moito maior que a das augas superficiais e por tanto os movementos verticais están moi inhibidos. Isto implica que non hai moita mestura vertical. Dado que as augas superficiais son as que máis se quentan ao absorber a radiación solar incidente, as augas profundas están moito máis

frías que as superficiais, ou o que é o mesmo, existe un forte gradiente vertical de temperatura.

9. **Que importancia ten a criosfera no sistema climático?** A súa importancia é dobre. Por unha banda, inflúe no albedo planetario (porcentaxe de radiación solar reflectido) ao ser un compoñente con forte reflectividade, e ser moi variable en distribución espacial e temporal (desde escalas estacionais a escalas de miles de anos). Os cambios no albedo debido aos cambios da criosfera implican modificacións na enerxía total que ten o sistema climático para funcionar. Por outra banda, a criosfera é a principal reserva de auga doce a escala planetaria. 17
10. **Como poden interaccionar subsistemas con tempos de relaxación moi grandes como a criosfera ou a litosfera coa atmosfera?** De múltiples formas, tanto a escalas temporais moi pequenas (menores dun día) a moi grandes (milleiros de anos). Por exemplo, a escalas inferiores ao día, unha corrente de aire pode verse forzada a ascender ou desviarse por efecto da orografía, cambiando o momento angular, ou perder masa por efecto da precipitación ao condensarse vapor de auga. A escalas de miles de anos non hai nada que poida afectar máis á temperatura do aire que a existencia ou non dun continente (forzamento tectónico) ou dunha cadea montañosa (forzamento orográfico) que ocorren a escalas temporais moi grandes.
11. **Para escalas temporais de horas, que se consideraría como sistema climático e que como forzamento externo? e para algúns meses?** Para escalas de horas poderíase considerar a atmosfera como sistema climático e o resto como forzamento externo, pois a esa escala temporal só varía de maneira importante a atmosfera. A escala de meses xa habería que considerar como sistema climático a atmosfera e as capas superiores do océano, o resto poderíase considerar como un forzamento. A medida que subimos o período temporal estudado habería que introducir máis compoñentes do sistema climático en función de se varían ou non no rango temporal estudado.
12. **Cantos tipos de variabilidade climática existen e en que se diferencian?** Hai dous tipos de variacións climáticas: 1) variacións forzadas, que xorden como resposta do sistema climático a un forzamiento externo e 2) variacións libres, que xorden de inestabilidades internas e realimentacións de interaccións non lineais entre os compoñentes do sistema climático. Un exemplo de variación forzada sería o cambio de temperatura estacional do aire que vén forzado pola translación da Terra, ou os períodos glaciares e interglaciares que veñen dados por cambios nos parámetros orbitais da Terra. Un exemplo de variación libre é o fenómeno de O Neno-Oscilación do Sur (ENSO) que ocorre por axuste entre a atmosfera e o océano tropicais.

- 13. De que tipo son os forzamentos externos ao sistema climático que xeran variacións forzadas?** Nunha primeira aproximación poderíamos distinguir factores astronómicos (intensidade da radiación solar, variacións nos parámetros orbitais, excentricidade da órbita terrestre, oblicuidade da eclíptica, precesión axial ou velocidade da rotación da Terra) e factores terrestres (variacións na composición da atmosfera (CO_2 , O_3 , aerosóis), volcáns, acción do home, variacións na superficie da Terra -deforestación, desertificación- ou cambios tectónicos e orográficos). En sentido estrito estes factores terrestres non son totalmente externos ao sistema climático debido a que son modificacións bruscas dalgunha parte do subsistema, pero polos seus efectos sobre o sistema climático adóitanse considerar coma externos.
- 14. Como saberías diferenciar un pico espectral correspondente a un forzamento externo doutro correspondente a un axuste entre subsistemas?** Nun sistema lineal as variacións forzadas externamente responden a unha relación causa-efecto simple. Desta forma, se o forzamento ten unha periodicidade determinada, o sistema lineal responde á perturbación cunha variación coa mesma frecuencia. O sistema climático é un sistema altamente non lineal e disipativo, con moitas fontes de inestabilidade, e neste caso a relación causa-efecto é complexa e pode non responder a unha perturbación coa mesma frecuencia que tiña a perturbación realizada. No caso dun forzamento externo o sistema climático tende a linearizarse e por tanto a responder coa mesma frecuencia que o forzamento (aparecerá coma unha liña ou franxa moi estreita no espectro). Un exemplo desto é o caso da rotación da Terra, que xera unha periodicidade diaria no sistema climático. Nembargantes, para un acoplamento entre subsistemas do sistema climático non ocorre isto, e o que hai é unha zona de enerxización preferida (e no espectro vese unha banda de tempos preferentes no canto dunha liña ou franxa estreita). Exemplo desto último é o caso no que a atmosfera extratropical acóplase coa atmosfera polar producíndose grandes inestabilidades, este feito xera fronteiras e borrascas que cambian a temperatura dun lugar dado non nun tempo fixo senón nunha banda de entre 3-7 días.
- 15. En que consisten os mecanismos de “feedback” positivo e negativo no sistema climático?** Se un subsistema do sistema terrestre (subsistema 1) exerce unha perturbación sobre outro subsistema (subsistema 2) este devolveralle unha perturbación. Se esta perturbación xerese un sinal de volta desde o subsistema 1 ao 2 de menor intensidade que a orixinal, entón atopámonos ante un proceso de “feedback” negativo, que implicará que a perturbación irá gradualmente diminuíndo. Se pola contra, o subsistema 2 exerce unha resposta á perturbación que xera unha resposta do subsistema 1 ao 2 con maior valor que o sinal primixenio atopámonos nun proceso de “feedback” positivo. Os “feedbacks” positivos son os grandes xeradores de cambio climático. Un exemplo de

"feedback" positivo (atmosfera-criosfera) podería ser a diminución da temperatura do aire, que xera un aumento da extensión de xeo e neve, que á súa vez xera maior albedo planetario que fai que diminúa a radiación solar entrante, co que de novo a temperatura do aire diminúe. Un exemplo de "feedback" negativo podería ser o ocorrido se a temperatura da terra aumenta, isto levará a unha maior emisión de radiación de onda longa á atmosfera (emisión dun corpo negro), ao radiar máis a temperatura da terra diminuirá atenuándose a perturbación inicial.

Capítulo 02

Estrutura e composición atmosférica

21

- 16. Que formalismos de dinámica de fluídos utilízanse na física da atmosfera e en que difiren?** Como calquera sistema fluído a atmosfera está gobernada polas leis da mecánica de fluídos. Na atmosfera o sistema discreto ao que se lle aplican estas leis é un elemento fluído infinitesimal, burbulla de aire. Pódense usar dous esquemas para o seu estudo, 1) unha descrición euleriana que representa a conduta atmosférica en función das propiedades dun campo (cambios de temperatura, presión nun punto do espazo), esta descrición está gobernada por ecuacións diferenciais parciais e é útil para propósitos numéricos (modelos), e 2) unha descrición lagrangiana que representa a conduta atmosférica en termos de propiedades da burbulla de aire, por exemplo, a súa posición, temperatura, composición. Está gobernada por diferenciais totais.
- 17. Que limitación cinemática impón a gravidade na atmosfera?** A gravidade é o mecanismo que máis inflúe na conduta atmosférica, pois determina moitas das súas propiedades. A gravidade determina por exemplo a xeometría da atmosfera, facendo que a súa masa estea concentrada principalmente nos primeiros 10 km, que é menos do 1% do radio do planeta. A gravidade estratifica a atmosfera tanto en termos da súa masa como dos seus constituíntes, o que impón unha importante limitación cinemática ao movemento atmosférico, facéndoo cuasi-horizontais.
- 18. Que limitación cinemática impón a rotación terrestre na atmosfera?** A rotación inflúe sobre o movemento atmosférico e sobre a distribución das súas propiedades. É por exemplo responsable de perfilar a circulación a grande escala como o movemento do aire ao redor das altas e baixas presións. Inhibe o movemento meridional (dirección paralela aos meridianos) favorecendo o movemento zonal (na dirección dos paralelos) co que estratifica as propiedades

atmosféricas meridionalmente. Por tanto, como consecuencia da rotación da Terra o movemento da atmosfera é cuasi-zonal.

- 22
- 19. Cal é o efecto máis importante da alta compresibilidade do aire na conduta atmosférica?** Se o fluído ten densidade baixa -alta compresibilidade- como ocorre no aire, os cambios de presión implican cambios de volume, que á súa vez poden traer consigo cambios na concentración dos seus constituíntes, aínda que non houbese cambios importantes no número de moléculas do mesmo. Isto por exemplo ten repercusións nas posibilidades de condensación do vapor de auga en procesos onde o número de moléculas de vapor de auga non se incrementa.
- 20. Que tipos de constituíntes gaseosos ten a atmosfera en función da súa concentración?** Basicamente de tres tipos, constituíntes maioritarios que son da orde do tanto por cento volumétrico como o O_2 (21%) ou o N_2 (78%), gases minoritarios que son da orde do tanto por mil como o H_2O (menos do 3 por mil), Ar (aproximadamente 1 por mil), CO_2 (sobre o 0,4 por mil) e múltiples gases traza que van desde a orde de partes por millón como o O_3 (sobre 10 ppm) ata menos de partes por billón como os CFCs (na contorna de 0,1-0,3 ppb).
- 21. Que implica a concentración constante dun composto na troposfera? e un perfil onde a concentración decrece coa altura?** Se un composto ten unha concentración constante na troposfera significa que está ben mesturado, e que quen determina a súa concentración é a mestura turbulenta, non influíndo de maneira importante a súa reactividade química. Por tanto, cabe dicir que é un composto inerte ou case inerte nesa capa, sen reactividade química importante. Un exemplo diso é o CO_2 . Por outra banda, se a concentración diminúe coa altura indica que se orixina en baixos niveis e que ten unha forte reactividade química, con tempos de vida media inferiores ao que se tarda na mestura vertical. Un exemplo deste caso é o NO.
- 22. Por que se utilizan unidades de concentración relativas e non absolutas na atmósfera?** Na atmósfera non é útil usar concentracións absolutas xa que pola propia compresibilidade do aire cambios na presión producen cambios no volume, e en consecuencia na concentración absoluta sen haber cambios no número de moléculas. Por este motivo é polo que se utilizan máis as concentracións relativas (que indican a abundancia dun compoñente con respecto á abundancia global do aire).
- 23. Que aceleracións igúalanse nun equilibrio hidrostático e a que escalas temporais e espaciais pódese aplicar esta aproximación?** Nun equilibrio hidrostático igúalanse a aceleración derivada do gradiente de presión na vertical, que sería ascendente ao haber máis presión en superficie que en altura, coa aceleración da gravidade, que é descendente. Iso tradúcese en que o resto de aceleracións

verticais son despreziables fronte a estas dúas, que é o que significa o termo hidrostático. Esta aproximación só pode facerse para escalas espaciais grandes, da orde de decenas de quilómetros como mínimo. Nunha tormenta, por exemplo, de escala inferior, existen fortes aceleracións verticais no seu interior, suficientes para soportar hidrometeoros tan pesados como a saraiba. Nestes casos obviamente a atmosfera non se pode supoñer hidrostática. Para movementos a gran escala de centenas de kilometros ou máis a aproximación hidrostática funciona convenientemente.

24. Que delimita a barreira de 100 km de altura na atmosfera, e a de 500 km?

Ata unha altura de 100 km domina a difusión turbulenta, así a concentración dos gases maioritarios (e inertes) constitutivos da atmosfera permanece constante; atopámonos na rexión chamada homosfera ou turboesfera. Por riba de 100 km domina a difusión molecular, co que o gas máis pesado, o osíxeno, decrece máis rápido na vertical que o máis lixeiro, o nitróxeno, e por tanto a concentración xa non permanece constante; atopámonos na heterosfera, que se estenderá ata a altura de 500 km. A partir deste nivel as moléculas do aire poden alcanzar a velocidade de escape, e atopámonos nunha rexión denominada exosfera.

25. Por que e canto decrece en media a temperatura na troposfera?

Os compoñentes gaseosos da atmosfera non absorben significativamente a radiación solar (que é fundamentalmente ultravioleta, visible e infravermello próximo), coa excepción do ozono, con bandas de absorción no ultravioleta, e o vapor de auga, cunhas bandas de absorción no infravermello próximo. O resto de compoñentes si absorbe moi significativamente a radiación procedente da terra producida maioritariamente no infravermello afastado. Por tanto, a absorción de radiación será maior xunto ao chan, ao chegar máis radiación procedente da terra e ao ter un maior número de moléculas (máis densidade do aire). Isto implica que é en superficie onde se produce a maior temperatura. A medida que nos afastamos da superficie, a radiación terrestre que chega e a densidade son cada vez menores, menor é a absorción global e por tanto tamén é menor a temperatura. Se promediáramos para todas as latitudes, todas as lonxitudes e tempos longos, a media do decrecemento sería duns 6°C por kilómetro de altura.

26. Que é a tropopausa e como cambia a súa altura coa latitude?

A tropopausa é unha rexión de transición entre a troposfera e a estratosfera caracterizada por unha variación vertical de temperatura moi pequena, pódese dicir que practicamente esta mantense constante. Ten un espesor ao redor de 1 km e a súa altura varía coa latitude significativamente, sendo moito máis alta en rexións tropicais que nas extratropicais e polares. É da orde de 6-8 km en rexións polares, de 10-12 km en rexións extratropicais e de 14-16 km en rexións tropicais.

Non é unha capa continua, senón que ten rupturas entre rexións polares e extratropicais, e entre rexións extratropicais e tropicais. Nas zonas de ruptura é onde se achan os chorros polar e subtropical, zonas de máximo vento, que ademais corresponden ás zonas de maior inestabilidade atmosférica.

- 27. Como cambia a temperatura na vertical na estratosfera e na mesosfera, e que factores gobernan este cambio?** A diferenza do que ocorre na tropopausa a influencia química nestas dúas capas é destacable. En ambas hai reaccións químicas implicadas na xénese e destrución de ozono, cuxo balance final é un quecemento do aire. Na primeira de dúas rexións este mecanismo químico é dominante e por iso a temperatura crece coa altura. A maior altura máis formación de ozono e maior temperatura, así na estratosfera hai un crecemento dun $2.5^{\circ}/\text{km}$. A partir dun certo nivel, aproximadamente a 50 km estes mecanismos químicos xa non son dominantes. Así na rexión que vai desde este nivel ata os 80 km aproximadamente, a mesosfera, a temperatura volve diminuír coa altura, aínda que a valores menores do que o facía na troposfera, aproximadamente á metade, a uns $3^{\circ}/\text{km}$.
- 28. Como cabe esperar a distribución vertical de compoñentes e propiedades atmosféricas na estratosfera, e por que?** Na estratosfera a temperatura crece coa altura, isto significa que o aire na parte inferior é máis frío que na parte superior, e polo tanto máis denso. Se a densidade decrece coa altura as posibilidades de movemento vertical son moi baixas, dise pois que o movemento vertical esta inhibido, e por tanto é moi difícil a mestura vertical. Isto tradúcese nunha estratificación de todas as súas magnitudes, como a temperatura, concentración de constituíntes, momento lineal...
- 29. Por que crece a temperatura na termosfera?** Os compoñentes gaseosos do aire absorben moi pouca radiación solar, coa excepción do ozono en ultravioleta e algunhas bandas de absorción do vapor de auga no infravermello próximo. Isto é así porque son moléculas pequenas con poucas posibilidades de tránsitos espectrais electrónicos, que son os que absorberían radiación ultravioleta e visible, as maioritarias da radiación solar. Con todo, na estratosfera hai cambios significativos na composición atmosférica. Polas elevadas radiacións de onda curta recibidas nesta rexión os compoñentes atmosféricos están ionizados. Como moléculas non absorbían radiación solar, pero como ións si. A maior absorción maior temperatura do aire, e a absorción será maior coa altura ao ser maior a radiación solar recibida.
- 30. Como é o gradiente meridional de temperatura ata 60 km? E desde 60 km e por que?** O hemisferio que está no verán recibe máis radiación solar que o que está no inverno, logo se a temperatura do aire só dependese de balances radiativos, para un mesmo nivel vertical, o hemisferio no verán tería maior temperatura que

o de inverno, e por tanto o gradiente meridional sería un vector que iría desde o hemisferio en inverno ao hemisferio en verán. Isto ocorre así ata unha altura aproximadamente a 60 km. Desde esa altura invírtese o gradiente, de forma que iría desde o hemisferio en verán ao hemisferio en inverno, ou dito noutras palabras, que o hemisferio en verán ten menor temperatura que o hemisferio en inverno. Isto é debido a que hai outras causas diferentes ás radiativas para xustificar a temperatura do aire. Concretamente son causas dinámicas. A eses niveis existe unha circulación en forma de célula pechada, con ascensos no hemisferio no verán (os ascensos implican un enfriamento), circulación horizontal desde o hemisferio no verán ao hemisferio no inverno, e descensos no hemisferio no inverno (os descensos implican quecemento). Isto xustifica o cambio no gradiente de temperatura.

- 31. Como varía o fluxo zonal na vertical para o hemisferio no inverno? E para o hemisferio no verán?** Na atmosfera os movementos son cuasizonais, isto quere dicir que os movementos en dirección dos paralelos (movementos zonais) están moito máis favorecidos que en dirección dos meridianos (movementos meridionais). Isto é unha consecuencia da rotación da Terra. Consecuencia tamén da rotación é que os movementos zonais sexan consecuentes coa propia rotación da Terra, é dicir que ocorren fundamentalmente desde o oeste ao leste, o que se chaman fluxos ou movementos do oeste (sempre se nomean desde onde vén o movemento). Así, coa excepción dos alisios (fluxos do leste en capas baixas ecuatoriais), o fluxo é do oeste en ambos hemisferios. Segundo ascendemos en altura o fluxo será cada vez máis intenso, pois teremos menor fricción ao afastarnos de superficie, e ademais haberá maiores gradientes meridionais de temperatura que é o que xera fluxos máis fortes. Chega un nivel no que o vento é máximo, á altura da tropopausa (chorro troposférico) e logo descende coa altura para volver subir ata alcanzar outro máximo á altura da mesopausa (uns 50-60 km), máximo que será de fluxos do oeste para o hemisferio en inverno, pero do leste para o hemisferio en verán.
- 32. Que procesos determinan a variabilidade da concentración de CO_2 e a que se atribúe a tendencia na súa concentración?** Basicamente hai 4 procesos, 1) A combustión de materias orgánicas, en industrias, incendios, etc., 2) Os procesos biolóxicos, como a respiración dos seres vivos, a función clorofílica dos vexetais, etc., que implican modificacións das porcentaxes de CO_2 e O_2 , 3) Volcáns en actividade, que producen un efecto localizado de incremento de CO_2 , e 4) Intercambios de CO_2 entre a atmosfera e os océanos, que se traduce nunha liberación do mesmo polas augas quentes ou ricas en carbonatos, e unha absorción de CO_2 polas augas frías (océanos, por exemplo). A tendencia na súa concentración ao longo do tempo, da orde dun 4% por década, débese á acción antropoxénica, fundamentalmente pola combustión de combustibles fósiles

desde a revolución industrial. Así no ano 1850 estímase que a concentración de CO_2 en sitios remotos das grandes fontes de emisión era de 280 partes por millón (ppm), en 1958 de 362 ppm e en 2022 de 421 ppm.

- 26 **33. Como varía a concentración de H_2O_v coa latitude e a altitude?** O vapor de auga confínase na troposfera. A súa razón de mestura promediada zonalmente decrece coa altura desde 20 g/kg na superficie e nos trópicos ata unhas poucas ppm na tropopausa. Ten un decrecemento exponencial nos primeiros 2 km. Tamén decrece coa latitude ata os 5 g/kg a 60° . Isto é debido á súa orixe, xa que o vapor de auga prodúcese principalmente por evaporación en océanos tropicais, distribuíndose grazas á circulación atmosférica. Pero sobre todo débese á capacidade que ten o aire de almacenar vapor de auga, que é unha función da súa temperatura, de forma que con cada grao de aumento de temperatura a atmosfera é capaz de almacenar aproximadamente un 6-7% de vapor de auga máis. A medida que ascendemos en altura ou súbese en latitude o aire é cada vez máis frío e as posibilidades de almacenamento de vapor de auga é moito menor.
- 34. Como varía o ozono (O_3) na vertical na troposfera e na estratosfera?** O ozono fórmase na troposfera a partir de reaccións do NO e de VOCs (hidrocarburos volátiles diferentes do metano, CH_4). Como estes gases emítense desde superficie, teñen un máximo xunto ao chan, que logo decrece moi rapidamente coa altura, pois o O_3 é un oxidante moi activo en fase gasosa. Logo o O_3 mantén, desde aproximadamente 3 km, un perfil case constante coa altura no resto de troposfera e crece na estratosfera, alcanzando un máximo a 25 km na estratosfera, un máximo de moita maior magnitude que o troposférico e que é debido á formación fotoquímica de ozono a eses niveis. Tras ese máximo vai descendendo coa altura ata aproximadamente os 40 km.
- 35. Onde e por que supón un perigo o aumento e a diminución da concentración de ozono?** O aumento de ozono troposférico é un perigo para a saúde. É un potente oxidante que acelera moitas reaccións ligadas á contaminación atmosférica. En si mesmo é un contaminante secundario, de forma que as súas concentracións elevadas teñen efectos adversos sobre a saúde humana, a vexetación e os materiais. A diminución da concentración de ozono da atmosfera media (troposfera e estratosfera) é un grande perigo para a saúde humana e dos ecosistemas en xeral, ao permitir a súa redución o paso de radiación ultravioleta moi daniña para a vida.
- 36. Que son os CFSs, como se xeran, e cales son as causas de perigo perseverante dos CFCs na destrución de ozono?** Os CFCs son derivados haloxenados do metano, sendo o CCl_2F_2 e CFCl_3 os máis importantes. Estas substancias xéranse en refrixeradores, acondicionadores de aire, como propelente de aerosois, disolventes, escumas e outras aplicacións. Usáronse profusamente ata o protocolo

de Montreal, cando se prohibiu o seu uso. O acordo foi negociado en 1987 e entrou en vigor o 1 de xaneiro de 1989. O perigo dos CFCs está na súa grande estabilidade na troposfera, que fai que aínda estando en pequenas concentracións (da orde de ppb ou mesmo ppt) poidan chegar á estratosfera. Nesa capa pola contra si teñen unha reacción de fotodisociación, xerando Cl atómico que é un destrutor moi eficaz de ozono, entrando en ciclos catalíticos que son capaces de destruílo en inxentes cantidades.

- 37. Que é un aerosol, como se clasifican en función do seu tamaño, e cales son os seus principais mecanismos de perda?** Un aerosol é toda substancia (líquida ou sólida) en suspensión no aire. Clasifícanse por tamaños: 1) en núcleos de Aitken, cun radio menor de 0,1 micrómetros, 2) núcleos grandes, con radios entre 0,1 e 1 micrómetros, e 3) núcleos xigantes, con radios maior de 1 micrómetro. Os núcleos de Aitken pérdense por coagulación e formación de aerosois máis grandes, os núcleos grandes en procesos de nucleación heteroxénea e formación de nubes, e os xigantes por sedimentación.
- 38. Que son as nubes, que requiren para formarse a nivel microscópico, e como se clasifican pola súa altura?** As nubes son agregados visuais de diminutas pingas de auga de 0,002 a 0,006 mm de diámetro ou de pequenos cristais que se sosteñen debido aos lixeiros movementos ascendentes do aire. Para formarse requiren da presenza de núcleos de condensación, que son aerosois de tamaño adecuado que serven de soporte para a formación da pinga ou do cristal de xeo. As nubes subdivídense segundo a súa altura de formación en: 1) Altas, a súa base atópase por enriba de 7 km, xeralmente formadas na súa totalidade por cristais de xeo. Son os cirros, cirrostratos e cirrocúmulos. 2) Medias, cuxa base está entre os 2 e 7 km de altura. Son os altoestratos e altocúmulos. E 3) Baixas, por baixo de 2 km. Son os estratocúmulos, estratos e nimbostratos, cúmulos e cumulonimbos.

Capítulo 03

A atmosfera media

29

- 39. Que se entende por atmosfera media e que domina a súa dinámica?** A atmosfera media corresponde á rexión situada por encima da troposfera, abarcando desde os 12-14 km ata aproximadamente os 85 km. Comprende dúas rexións, estratosfera mais mesosfera, e caracterízase porque a convección (movemento vertical) está inhibida, moito máis na estratosfera que na mesosfera, o que fai que o ciclo enerxético atópanse sobre todo dominado pola transferencia radiativa. Dominan dúas reaccións, unha de quecemento por absorción de radiación de onda curta (ultravioleta) polo O_3 e outra de arrefriado por emisión de radiación de onda longa (infravermello) por parte do CO_2 . A súa conduta está moi relacionada cun compoñente básico, o ozono, que determina a estrutura térmica da atmosfera media e polo tanto a súa circulación.
- 40. Que é o ciclo de Chapman?** O ciclo de Chapman é un ciclo pechado, fotoquímico e estacionario, que involucra só especies de osíxeno. Foi formulado por Sydney Chapman en 1930 para explicar a formación de ozono na estratosfera e para xustificar o perfil vertical en forma de capa que se empezou a coñecer grazas aos primeiros radiosondeos e sondaxes con foguetes. Este ciclo foi formulado a partires dos coñecementos sobre a química do ozono coñecidos a partir de experimentos de laboratorio e polo coñecemento do espectro da radiación solar, pero non a partir de medidas experimentais na estratosfera, pois iso non era posible naquela época.

41. Cales son as reaccións do ciclo de Chapman?

- (1) $O_2 + h\nu \rightarrow O + O$ (J₂)
(2) $O_2 + O + M \rightarrow O_3 + M$ (K₂)
(3) $O + O_3 \rightarrow 2O_2$ (K₃)
(4) $O_3 + h\nu \rightarrow O_2 + O$ (J₃)

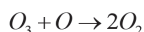
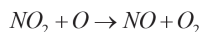
A fotólisis do osíxeno ocorre a 242 nm, e coñécese como o continuo de Herzberg, a do ozono a 310 nm e coñécense como bandas de Hartley-Huggings.

30

- 42. A que se lle chama osíxeno raro? Cales son os seus compoñentes? De que depende a abundancia relativa entre eles?** O osíxeno raro é a suma do osíxeno monoatómico O e o ozono O_3 . Chámaselle así porque non é a especie máis estable de osíxeno, que é a molécula diatómica de osíxeno, O_2 . Ámbalas dúas especies están en equilibrio fotoquímico entre elas a través das reaccións 2 e 4 do ciclo de Chapman expresado na pregunta anterior. A súa abundancia depende das constantes cinéticas das dúas reaccións, que á súa vez dependen da temperatura e polo tanto con translación directa á altura. Cando K2 é maior que J3 é máis abundante o O_3 , o que ocorre ata aproximadamente 60 km na vertical, pola contra, cando é maior J3 que K2 é máis abundante o O, o que ocorre a partir de 60 km na vertical.
- 43. En que reaccións do ciclo de Chapman hai formación e destrución neta de ozono e cales son de equilibrio?** Nas reaccións (1) hai formación neta de ozono, xa que nos reactivos non hai ningún osíxeno raro e nos produtos hai dous. Na reacción (3) hai destrución neta de ozono, ao haber en reactivos dous osíxenos raros e en produtos ningún. As reaccións (2) e (4) son reaccións de equilibrio entre especies de osíxeno raro, sen formación nin destrución neta de ozono.
- 44. Cal é o principal acerto do ciclo de Chapman respecto á concentración de ozono?** O principal acerto do ciclo de Chapman é que acerte nos mecanismos de formación do ozono. Este prodúcese na estratosfera e mesosfera de acordo ao previsto no ciclo, é dicir involucrando só a especies de osíxeno nun ciclo pechado e fotoquímico. Iso tradúcese nun acerto na forma do perfil vertical cunha estrutura en forma de capa, é dicir unha rexión na contorna de 30 km cun máximo de concentración e logo decrecendo tanto para alturas inferiores como superiores.
- 45. Cales son os principais fallos do ciclo de Chapman?** Fundamentalmente tres: a) O ciclo de Chapman acerta na forma do perfil vertical pero non no valor da concentración, sendo este moito máis baixo que o previsto polo ciclo de Chapman, b) non acerta a saber por que o máximo de ozono prodúcese a distinta altura en rexións tropicais, a maior altura, que en rexións polares e extratropicais, que se alcanza a menor altura, e c) que non é capaz de saber por que a concentración na capa en rexións polares e extratropicais é maior que en rexións tropicais.
- 46. Que mostran os tres fallos do ciclo de Chapman?** Do primeiro, que a concentración de ozono sexa moito menor do prevista, implica que debe de haber especies distintas do osíxeno que destrúan moito ozono. Dado que non hai especies con similares concentracións ao ozono a esas alturas, as reaccións deben de

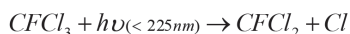
ser catalíticas. Do segundo e o terceiro, que sexan distintas alturas e concentracións de ozono a distintas latitudes, indica que debe de haber unha circulación meridional na estratosfera e mesosfera que transporte ozono desde trópicos a extratropicos.

- 47. Cal é o ciclo catalítico de destrución do ozono que implica compostos de nitróxeno?** O catalizador responsable é o NO, que non entra na estratosfera directamente desde a troposfera, senón que se produce nela desde o N_2O , unha especie moi pouco reactiva na troposfera pero que ao chegar á estratosfera reacciona co osíxeno atómico e xera NO. Este composto é moi activo destruindo ozono a través do ciclo catalítico

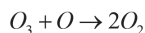
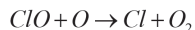
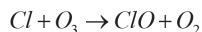


O balance neto é unha destrución de dous osíxenos raros, por tanto, dúas moléculas netas de ozono. O catalizador, NO, recupérase no ciclo, entrando como reactivo e saíndo como produto, e por tanto con capacidade para destruír máis moléculas de ozono.

- 48. Cal é o ciclo catalítico de destrución do ozono que implica compostos de cloro?** O catalizador responsable é o cloro atómico (Cl), que non se xera na troposfera, senón directamente na estratosfera a partir de CFCs, que se se xeran na troposfera, sendo nesta capa practicamente inertes, pero que ao chegar a estratosfera se fotodisocian xerando Cl.

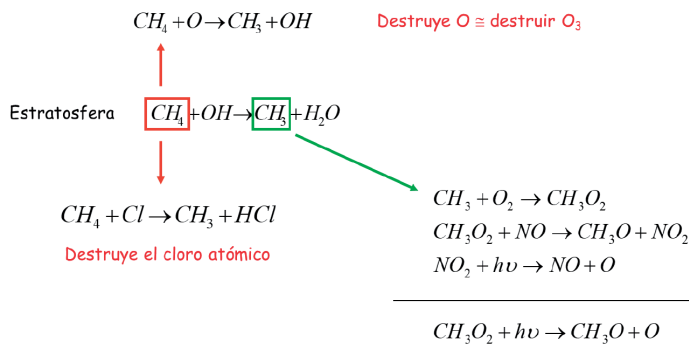


O Cl é o maior activo destruindo ozono a través do ciclo catalítico,



O balance neto é unha destrución de dous osíxenos raros, por tanto, dúas moléculas netas de ozono. O catalizador, NO, recupérase no ciclo, entrando como reactivo e saíndo como produto, e por tanto con capacidade para destruír máis moléculas de ozono.

49. **Como inflúe o metano na concentración de ozono?** Do mesmo xeito que o N_2O , o metano é moi estable na troposfera estando moi ben mesturado e é insoluble en auga (tempo de vida media ≈ 30 anos), co cal chega ata a estratosfera onde se perde por oxidación co OH. Alí intervén de tres maneiras distintas, unha destruindo directamente ozono en reacción química ordinaria (de moita menor importancia que a destrución catalítica por NO e Cl), outra destruindo o catalizador, tamén en reacción non catalítica (reacción moi importante ao eliminar un catalizador) e outra nun ciclo de entretemento do catalizador NO, que aínda que non o destrúe, evita que destrúa ozono mentres está implicado neste ciclo.



50. **Que é a circulación Brewer-Dobson?** A circulación de Brewer-Dobson é unha circulación meridional na atmosfera media. Consiste en dúas células pechadas na estratosfera inferior e media, cunha rama ascendente nos trópicos e outra descendentes en cada rexión polar. A rama do hemisferio que está en inverno é a máis activa. Na estratosfera superior e mesosfera só hai unha célula que vai desde o hemisferio que está en verán ao hemisferio que está en inverno, o que implica ascensos en rexións polares do hemisferio no verán e descensos en rexións polares do hemisferio no inverno. Esta circulación é a responsable do transporte meridional do ozono e dos catalizadores que o destrúen.
51. **Por que o hemisferio no inverno está máis cálido na estratosfera superior e na mesosfera que o de verán?** Aínda que o hemisferio no verán recibe máis radiación solar que o hemisferio no inverno presenta para o mesmo nivel vertical unha menor temperatura. Isto é debido á rama superior da circulación de Brewer-Dobson, que consiste en ascensos no hemisferio no verán (os ascensos implican arrefriamentos), circulación horizontal desde o hemisferio no verán ao hemisferio no inverno e descensos no hemisferio no inverno (descensos implican quecemento).

- 52. En que Polo será maior a destrución de ozono en xullo? e en xaneiro?** A maior destrución de ozono ocorre no inverno de cada hemisferio, é dicir en xullo no Polo Sur e en xaneiro no Polo Norte. Isto é debido a que a circulación de Brewer-Dobson é máis efectiva no inverno que no verán, é dicir a célula do hemisferio no inverno é máis activa que a de verán. Isto implica máis transporte de ozono desde trópicos a rexións polares, o que supón concentracións maiores de ozono no Polo do hemisferio en inverno, pero tamén maior transporte dos catalizadores, e por tanto maior destrución de ozono. Isto fixo que o descubrimento do buraco de ozono (diminución brusca da súa concentración) fose observado primeiro no inverno antártico, cando había altas concentracións de ozono, pero tamén cando os catalizadores implicados na súa destrución son están en maiores concentracións.
- 53. Que son os quecementos estratosféricos súbitos e como afectan á concentración de ozono?** Durante o inverno no hemisferio norte ás veces prodúcese incrementos bruscos da temperatura na estratosfera polar ($\approx 50\text{K}$ en moí poucos días). Nestes días a circulación de Brewer-Dobson é moito máis intensa do normal, por iso crece a temperatura tan bruscamente na rama descendente da mesma (rexións polares). Leva asociada fluxos de O_3 anómalamente intensos desde o ecuador aos polos. A rama descendente da circulación de Brewer-Dobson é tan grande que o aire rico en ozono concéntrase a altitudes máis baixas das normais, aumentando moito a súa concentración en latitudes medias e altas e facendo que o máximo de ozono ocorra a menores alturas. Este fenómeno ocorre preferentemente no hemisferio norte, aínda que tamén se observa no hemisferio sur.
- 54. Que é a oscilación cuasibienal, QBO? onde se produce e cada canto?** A QBO é unha alteración no sentido dos ventos estratosféricos tropicais. Esta oscilación ocorre cada 26-28 meses. Ten lugar unicamente a alturas entre 15 e 30 km. Atópase confinada en latitudes no entorno dos 15° . Consiste nunha alternancia entre ventos do leste e do oeste, que chegan a alcanzar velocidades de entre 20 e 30 m/s. A QBO é simétrica con respecto ao ecuador. Presenta un harmónico semianual (6 meses) que se dá en niveis máis altos.
- 55. Que implicacións ten a oscilación cuasibienal na concentración de ozono?** A concentración de ozono estratosférico ten unha tendencia decrecente desde mediados do século pasado debido á destrución por catalizadores, con todo, observouse unha variabilidade interanual con periodicidade de aproximadamente dous anos, especialmente en rexións polares. Isto é debido á QBO. Durante os anos en que os ventos ecuatoriais tropicais son do leste obsérvase que no hemisferio en inverno a circulación de Brewer-Dobson é maior do usual, xerando maiores temperaturas polares na estratosfera e maiores fluxos de ozono do trópico ás rexións extratropicais (maiores concentracións

de ozono). O contrario ocorre cando coincide o inverno coa fase oeste da QBO resultando en menores concentracións de ozono.

Capítulo 04

Radiación solar e balance enerxético

35

- 56. Que é o espectro de radiación electromagnética?** É o conxunto de lonxitudes de onda de todas as radiacións electromagnéticas coñecidas que se propagan a través do espazo en forma de ondas. Pódense dividir en raios gamma (GR), raios X (RX), radiación ultravioleta (UV), luz visible (VIS), radiación infravermella (IR), ondas de radio (RW) e microondas (MW). Cada tipo de radiación caracterízase por unha frecuencia específica, que é o número de ciclos que presenta nun tempo determinado, e defínense como GR (10 EHz - 1022 Hz), RX (30 PHz - 10 EHz), UV (770 THz - 30 PHz), VIS (430 THz - 770 THz), IR (300 Ghz - 430 THz), RW (3 MHz - 300 MHz) e MW (300 MHz - 30 Ghz).
- 57. Cal é o modelo físico que permite estudar a radiación electromagnética, e cales son as súas características?** O modelo do corpo negro constitúe un modelo físico ideal para o estudo da radiación electromagnética, e o seu espectro de emisión depende unicamente da temperatura. Todos os corpos, para calquera lonxitude de onda, teñen unha emisión menos intensa que a do corpo negro á mesma temperatura. Segundo a lei de Planck, o corpo negro é capaz de absorber, e por tanto de emitir, todas as radiacións que inciden na súa superficie.
- 58. Existen catro leis que permiten comprender a interacción da enerxía radiante do Sol coa atmosfera da Terra e a súa superficie. Cales son?** As catro leis son: a lei de Planck, a lei de Stefan–Boltzmann, a lei de Wien, e a lei de Kirchhoff.
- 59. Cal é o enunciado da lei de Planck?** O físico alemán Max Plank, descubriu a lei que goberna a radiación dos corpos en equilibrio termodinámico. A súa teoría revela que a intensidade da radiación para cada lonxitude de onda só depende da temperatura do corpo en cuestión, para o que se baseou no modelo físico

ideal do corpo negro. A intensidade da radiación emitida por un corpo negro con temperatura T vén dada por:

$$36 \quad B_\nu(\nu, T) = \frac{2h\nu^3}{c^2(e^{(h\nu/kT)} - 1)}$$

onde: $B_\nu(\nu, T)$ representa a radiancia espectral (a potencia por unidade de ángulo sólido e por unidade de área normal á propagación), h é a constante de Planck, c é a velocidade da luz no baleiro, k é a constante de Boltzmann, ν é a frecuencia da radiación electromagnética e T é a temperatura absoluta do corpo. A lei de Planck describe o espectro da radiación do corpo negro, o cal só depende da temperatura do obxecto e relaciona o seu poder emisor espectral coa temperatura. Cabe destacar que a radiación do corpo negro é isotrópica, é dicir, é independente da dirección.

- 60. Cal é o enunciado da lei de Stefan–Boltzmann?** Esta lei non é máis que a integración da distribución de Planck de todas as lonxitudes de onda, e establece que a radiancia emitida por un corpo negro (E) é proporcional á cuarta potencia da súa temperatura (T), segundo a seguinte ecuación:

$$E = \sigma(Te)^4$$

onde σ é a constante de Stefan-Boltzmann igual a $5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$.

- 61. Cal é o enunciado da lei de de Wien?** É unha lei da física formulada polo físico alemán Wilhelm Wien en 1893. Especifica que hai unha relación inversa entre a lonxitude de onda na que se produce o pico de emisión dun corpo negro e a súa temperatura, como se observa na seguinte ecuación

$$\lambda_{\max} = \frac{0.0028796 \text{ mK}}{T}$$

onde $\lambda_{\max}$ é a lonxitude de onda do pico de emisión en metros e T é a temperatura do corpo negro en graos Kelvin (K).

Esta lei permite estimar a temperatura dunha fonte de radiación a partir do seu espectro de emisión. É dicir, canto maior sexa a temperatura dun corpo negro menor é a lonxitude de onda na cal emite. Por exemplo, a temperatura da superficie solar é de 5780 K e o pico de emisión prodúcese a 475 nm, que equivalen a 4750 ángstrom (Å), é dicir, dentro do rango do espectro visible (4000 Å - 7400 Å), caracterizándose por un ton nas escalas do verde. Con todo, debido á dispersión de Rayleigh da luz azul pola atmosfera, a compoñente azul sepárase distribuíndose pola bóveda celeste e o Sol obsérvase de cor amarelada.

- 62. Cal é o enunciado da lei de Kirchhoff?** Esta lei, proposta por Gustav Robert Kirchhoff en 1860, establece que a emisividade e a absorbitividade dun material calquera en equilibrio termodinámico son iguais. É dicir, se un obxecto absorbe o 100% da radiación que incide sobre el, debe volver irradiar o 100%. Como xa se dixo, esta é a definición é a dun corpo negro.
- 63. A radiación solar é a maior fonte de enerxía para o planeta. Que lonxitudes de onda chegan á Terra procedentes do Sol, e en que porcentaxes?** A radiación solar contén todo o espectro electromagnético, coa maior cantidade de enerxía radiante concentrada no rango de lonxitudes de onda do visible e visible próximo, coas seguintes proporcións: luz visible 49%, infravermello próximo 43%, ultravioleta 7%, e o 1% restante noutros rangos.
- 64. Que é unha xanela atmosférica e cales son as máis importantes?** Unha xanela atmosférica é cada un dos intervalos de frecuencia nos que unha radiación procedente do exterior da Terra pode atravesar a atmosfera sen ser absorbida e, así, ser detectada por un telescopio na superficie terrestre. A nivel do mar, as únicas ondas electromagnéticas que nos chegan do cosmos son ondas de radio e luz visible (máis unha pequena fracción de radiación infravermella e ultravioleta) que corresponden ás chamadas xanelas de radio e óptica.
- 65. Que procesos sofre a radiación solar ao penetrar na atmosfera e antes de chegar á superficie da Terra?** Cando a radiación solar penetra na atmosfera é absorbida e dispersada polos gases atmosféricos, as nubes e os aerosois. A parte absorbida é engadida ao balance enerxético, mentres que a dispersada é parcialmente devolta ao espazo, e a restante continua a súa traxectoria a través da atmosfera estando suxeita a novos procesos de dispersión e absorción. A dispersión depende da lonxitude de onda, canto máis curta sexa esta maior será a dispersión. Moléculas de gas con tamaños relativamente pequeno comparadas coa lonxitude de onda causan que a radiación incidente dispérase en todas as direccións, este fenómeno é coñecido como dispersión de Rayleigh.
- 66. Cal é o efecto das nubes na radiación solar?** As nubes afectan á absorción e transmisión da radiación incidente. As súas propiedades radiativas dependen do tipo de nube. A reflexión da radiación por unha nube estratiforme fina é de aproximadamente un 30%, mentres que se ten maior espesor pode alcanzar entre un 60% e 70%. As nubes nimbostratos teñen valores de albedo de aproximadamente un 70%, mentres que as nubes cirrus preto do 20%. O espesor da nube e o ángulo de incidencia da radiación solar son factores importantes para caracterizar as propiedades refractivas das nubes.
- 67. Como se forman os diferentes matices de cores do ceo?** As partículas e gases na atmosfera poden desviar a radiación solar, é o que se denomina dispersión.

Os gases da atmosfera dispersan mellor as lonxitudes de onda máis curtas (violeta e azul) que as lonxitudes de onda máis longas (laranxa e vermello). Isto explica a cor azul do ceo. Pero, durante o amencer ou anoitecer a radiación solar percorre un maior espesor de atmosfera e a luz azul e violeta é dispersada cara ao espazo exterior, o que permite que penetre maior cantidade de luz laranxa e vermella cara á Terra, que son as cores típicas do amencer e atardecer, respectivamente. As partículas máis grandes asociadas coas néboas, *smog* ou brumas tamén dispersan a luz en diferentes lonxitudes de onda de tal xeito que o ceo vese desde cores brancos ao gris. A dispersión da luz solar por pingas de auga, bruma ou partículas de po fan posible observar bandas de luz solar chamadas raios crepusculares, que se ven por exemplo cando a luz solar cruza os claros entre as nubes.

68. Cales son os compoñentes da radiación solar ao chegar á superficie terrestre?

A radiación que finalmente chega á superficie de terrestre clasifícase en radiación directa e difusa. As dúas confoman a radiación global. A radiación directa é aquela que chega directamente á superficie da Terra sen sufrir cambios na súa dirección. Doutra parte, a radiación difusa é aquela que é reflectida polas nubes ou absorbida por estas, pero igualmente afectada por aerosois atmosféricos, a orografía, a vexetación, construcións, etc. Finalmente, a radiación global é toda a radiación solar que chega á superficie terrestre resultado da suma da radiación directa máis a radiación difusa.

69. Que é a constante solar? A constante solar define a cantidade de enerxía recibida en forma de radiación solar por unidade de tempo e unidade de superficie perpendicular á radiación medida na parte externa da atmosfera terrestre nun plano perpendicular aos raios do Sol. O seu valor obtido das medicións de satélites e aceptado actualmente é de $1361,1 \text{ W/m}^2$.

70. Que é o albedo da Terra, canto vale aproximadamente, e de que depende este valor? A palabra albedo provén do latín, e pode traducirse como brancura. Indica a relación entre a radiación (enerxía radiante ou luminosa) reflexada pola Terra (incluída a súa atmosfera) en función da radiación solar incidente. As nubes, a neve e o xeo son as superficies con maior albedo, mentras que o chan, os océanos e a vexetación teñen un albedo inferior. Normalmente o albedo (A) é expresado en porcentaxe seguindo a seguinte ecuación:

$$A = \frac{R}{H} \times 100$$

onde R representa a radiación reflexada, e H o valor da radiación total incidente por unidade de área.

- 71. Que instrumentos miden a radiación solar que chega á superficie da Terra?** A radiación solar pódese medir con diversos instrumentos como o piranómetro, pirheliómetro, actinógrafo, pirxeómetro e heliógrafo
- 72. Que é a radiación terrestre?** É a radiación de onda longa orixinada por emisión térmica desde a superficie terrestre e/ou a súa atmosfera (gases, aerosois, nubes). No rango de temperaturas que exhiben estes corpos, de 200 a 300 K, a radiación terrestre atópase na porción infravermella do espectro electromagnético. A unha temperatura superficial media (288 K), case toda a emisión dun corpo negro (ver leis de radiación) ocorre entre os límites de lonxitude de onda de 4 e 100 μm , cunha emitancia monocromática máxima de 10 μm . 39
- 73. A que lonxitude de onda dáse o máximo de radiación solar e terrestre?** O máximo de enerxía radiante do Sol prodúcese en 0,5 μm , mentres que para a Terra ocorre en 10,7 μm .
- 74. Que efecto exercen as nubes na radiación terrestre?** No interior das nubes, a dispersión múltiple domina a atenuación da radiación solar. A absorción no interior das nubes prodúcese nas pingas de auga, os cristais de xeo e, en menor medida, no vapor de auga para a rexión infravermella próxima do espectro. Así pois, as nubes son fortes absorbentes da radiación solar.
- 75. Por que a Terra atópase teoricamente en estado de "equilibrio térmico"?** O quecemento ou arrefriado dunha capa atmosférica debido ao cambio da radiación solar e terrestre netas pode calcularse considerando o principio da conservación da enerxía. A superficie da Terra, unha vez absorbida a enerxía solar de onda curta, emite radiación térmica de onda longa, quentando a atmosfera desde abaixo, o que explica o descenso da temperatura coa altura na troposfera. A atmosfera irradia tamén calor cara arriba que se perde no espazo, e cara abaixo, sendo reabsorbido por esta. Isto significa un equilibrio térmico entre a radiación que ingresa pola parte superior da atmosfera e a que sae, a enerxía que absorbe a atmosfera e a que irradia, pois manteñen unha temperatura case invariable, o que se denomina como balance radiativo.
- 76. Cuantifique aproximadamente o balance enerxético na superficie terrestre.** Un balance enerxético simple revela que o 50% da radiación solar que chega á superficie do planeta pode ser absorbida pola terra e o océano. Do outro 50%, o 30% é devolto ao espazo e o 20% absorbido pola atmosfera.
- 77. Que é o efecto invernadoiro?** É un proceso natural que ocorre cando a radiación infravermella emitida pola superficie terrestre é absorbida por trazas de certos gases como o vapor de auga (H_2O), dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4) e óxido nítrico (N_2O), que están presentes na atmosfera, e volven emitir parte desta enerxía infravermella desde a atmosfera ata a superficie da Terra. Este

proceso, o efecto invernadoiro, condiciona unha temperatura superficial media superior nos 33°C. En ausencia deste fenómeno a temperatura media da Terra sería de -18°C. O efecto invernadoiro antropolóxico refírese ao forzamiento radiativo adicional resultante do aumento das concentracións de gases de efecto invernadoiro inducido por accións humanas ou antrópicas. Os principais gases de efecto invernadoiro cuxas concentracións están a aumentar son o CO₂, CH₄, N₂O, o ozono na atmosfera inferior e os hidroclorofluorocarbonos (HCFC).

- 78. Cal é a diferenza entre calor e temperatura?** Os termos calor e temperatura utilízanse a miúdo como sinónimos, aínda que a calor é unha propiedade extensiva e a temperatura é unha propiedade intensiva. A calor é unha medida da enerxía total do movemento molecular nunha substancia, mentres que a temperatura é unha medida da enerxía molecular media. Por tanto, a calor depende da velocidade das partículas, o seu número, o seu tamaño e o seu tipo, mentres que a temperatura non. É por iso que a temperatura enténdese como “unha medida da calor”.
- 79. Por que se produce un aumento de temperatura cando un gas absorbe enerxía?** A absorción de enerxía por un determinado gas ocorre cando a frecuencia da radiación electromagnética é similar á frecuencia vibracional molecular do gas. Cando un gas absorbe enerxía, esta transfórmase en enerxía cinética (incremento do movemento molecular) que produce un aumento de temperatura.
- 80. Como se realiza o transporte de calor no planeta?** A xeometría e inclinación da Terra son responsables de que se produza un exceso de radiación nas rexións ecuatorial e tropicais, así como un déficit en latitudes altas, é dicir, un balance radiativo neto na parte superior da atmosfera que é positivo en latitudes baixas e negativo en latitudes altas. Varios mecanismos atmosféricos e oceánicos son os responsables de transportar calor das latitudes baixas ás altas para equilibrar estes excedentes e déficits de calor. A redistribución meridional enerxética de calor das rexións tropicais aos polos ten lugar no interior da atmosfera por circulación xeral atmosférica (2/3) e o océano a través das correntes oceánicas.
- 81. Que é a calor sensible e a calor latente?** A calor sensible é aquela que provoca un cambio de temperatura nunha substancia sen que cambie de estado. Pola contra, a calor latente é aquela que provoca o cambio de estado nunha substancia sen que varíe a súa temperatura. A calor absorbida ou cedida nun cambio de fase non se traduce nun cambio de temperatura, xa que a enerxía fornecida ou extraída da substancia emprégase en cambiar o estado de agregación da materia. O fluxo de calor sensible desde a superficie do planeta é predominantemente dirixido cara arriba durante o día, cando a superficie está máis quente, e en dirección contraria durante a noite. O fluxo de calor latente máis representativo ocorre como resultado de procesos de evaporación na superficie e de condensación na atmosfera.

82. Onde ocorre o maior e o menor fluxo de calor sensible e calor latente no planeta?

O fluxo de calor sensible depende das diferenzas de temperatura entre o aire e a superficie terrestre ou mariña e da velocidade do vento. Polo tanto, alcanza niveis máximos sobre as zonas continentais subtropicais onde a influencia de sistemas de altas presións provoca ceos despexados e un grande quecemento da superficie. Valores máximos poden observarse en rexións estreitas onde o aire continental fresco flúe sobre as correntes oceánicas cálidas nas latitudes medias. Por outra banda, o maior fluxo de calor latente desde a superficie cara á atmosfera ocorre nas rexións con marcada influencia dos anticiclóns subtropicais, caracterizadas por ceos despexados, temperaturas da superficie do mar relativamente altas e elevada taxa de evaporación. En rexións continentais os máximos valores de fluxos de calor latente prodúcense en rexións húmidas tropicais, como a conca do Amazonas e o Congo, caracterizadas pola presenza de bosques tropicais húmidos, onde os índices de evapotranspiración son elevados. Pola contra, valores baixos de fluxo calor latente obsérvanse nos desertos subtropicais e nas correntes oceánicas frías.

Capítulo 05

Fundamentos de termodinámica da atmosfera

43

- 83. Por que se arrefría o aire nunha expansión adiabática?** Un proceso adiabático considérase aquel no que o sistema non intercambia calor coa contorna. Na atmosfera os movementos verticais (tanto ascensos como descensos) considéranse adiabáticos se se producen de maneira suficientemente rápida como para poder obviar os intercambios de calor (por exemplo, o ascenso dunha burbulla de aire de tamaño entre 1-10 km). Nestas condicións os cambios de temperatura nun proceso adiabático veñen asociados ás variacións de presión experimentadas pola partícula no ascenso/descenso. Ao ascender as burbullas de aire vanse atopando presións máis baixas, isto fai que a partícula se expanda e (segundo o primeiro principio da termodinámica) se arrefrie.
- 84. Como se define o gradiente adiabático do aire seco? Canto vale aproximadamente?** O gradiente adiabático do aire seco é a taxa de descenso da temperatura coa altura que experimenta o aire seco nun proceso adiabático. Neste tipo de procesos non se produce intercambio de calor coa contorna. Desta maneira, tendo en conta a primeira lei da termodinámica para procesos adiabáticos e a aproximación hidrostática, pódese definir o gradiente do aire seco (γ) segundo a seguinte ecuación:

$$\gamma = \left(-\frac{dT}{dz} \right)_{\text{adiabático}} \approx \frac{g}{C_p}$$

onde T representa a temperatura, z a altura, g a aceleración da gravidade e C_p a capacidade calorífica a presión constante. Xa que, tanto a gravidade atmosférica e a capacidade calorífica son constantes con valor $9,8 \text{ m/s}^2$ e 1000 J/kg K , respectivamente, o gradiente adiabático do aire seco terá o valor de $\gamma \sim 0,98 \text{ }^\circ\text{C}/100\text{m}$.

85. **Qué é o gradiente vertical de temperatura?** Denomínase gradiente vertical de temperatura (α) á variación de temperatura do exterior dunha burbulla de aire coa altura e vén expresado pola seguinte expresión:

$$\alpha = -\frac{\partial T'}{\partial z}$$

onde T' representa a temperatura no exterior da burbulla e z a altura.

86. **Canto se arrefría aproximadamente o aire nun ascenso adiabático de 1000 m? E nun ascenso por unha atmosfera OACI?** Unha burbulla de aire en ascenso adiabático nunha atmosfera seca arrefriarase, como vimos anteriormente, a un ritmo de 0,98 °C cada 100 metros. Por tanto nun ascenso de 1000 metros o descenso de temperatura será de 9,8 °C.

Este comportamento supón unha atmosfera que non contén auga en estado líquido, ben sexa en forma de néboa, pingas ou nubes. Con todo, a atmosfera xeralmente non presenta estas características e a humidade está presente en maior ou menor medida, facendo que o gradiente vertical de temperatura nos movementos verticais atópanse por baixo do gradiente vertical adiabático seco, entre 0,36 e 0,55 °C/100 m.

A Organización de Aviación Civil Internacional (OACI) adoptou un modelo estándar da atmosfera que considera un valor para o gradiente vertical de temperatura de 0,65 °C/100 m desde superficie ata a tropopausa. Nestas características, un ascenso de 1000 metros suporía un descenso de 6,5 °C.

87. **Estableza unha relación de orde entre gradiente adiabático do aire seco e o vertical de temperatura para estabilidade, inestabilidade e indiferenza.** A diferenza entre o gradiente adiabático do aire seco (γ) e o gradiente vertical de temperatura (α) determina a estabilidade vertical da atmosfera.

Consideramos unha burbulla de aire que se atopa en equilibrio térmico co exterior e comeza a ascender adiabáticamente:

Se $\gamma > \alpha$ a burbulla arrefriarase máis rapidamente que o aire que a rodea, polo que se irá atopando aire máis quente, e por tanto menos denso ao seu arredor. A burbulla tenderá a baixar e a volver ao seu nivel de equilibrio. Neste caso considérase que hai unha estratificación estable.

Se $\gamma < \alpha$ a burbulla arrefriase máis lentamente que o aire que a rodea, polo que tenderá a seguir ascendendo. Dáse unha estratificación inestable.

Se $\gamma = \alpha$ a burbulla non sobe nin baixa, dando lugar a unha estratificación indiferente.

- 88. Se o aire pasa de 20°C a 13°C en 500 metros. Que condición haberá na atmosfera?** Nesta circunstancia produciuse un descenso de 7°C en 500 metros, polo que podemos considerar un gradiente vertical de temperatura (α)

$$\alpha = -\frac{\partial T'}{\partial z} = -\frac{-7^\circ\text{C}}{500\text{ m}} = 1,4^\circ\text{C}/100\text{ m}$$

Tendo en conta que o gradiente vertical de temperatura adiabático seco (γ) é de 0,98 °C/100 m, temos que $\gamma < \alpha$ polo que teremos unha estratificación inestable.

- 89. Que signo ten o gradiente vertical nunha inversión térmica?** Na troposfera a temperatura diminúe coa altura a un ritmo aproximado de 0,65 °C/100 m. Con todo, nalgúns ocasións é posible atopar rexións nas que a temperatura aumenta coa altura. Isto denomínase unha inversión térmica, que pode darse tanto en superficie como en altura. O ascenso de temperatura coa altura fai que o gradiente vertical de temperatura neste tipo de situacións adquira signo negativo.
- 90. Que efectos teñen gradientes verticais da orde de 1°C/100 m?** Para gradientes verticais da orde de 1°C/100 m, darase certa inestabilidade xa que o valor deste gradiente atópase lixeiramente por encima do valor do gradiente adiabático do aire seco. Nesta situación, unha masa de aire que sexa desprazada da súa posición inicial de equilibrio por algunha forza, ao cesamento de dita forza non volverá á posición inicial, senón que se irá afastando indefinidamente. O movemento vertical da masa de aire será inicialmente lentísimo para, a continuación, aumentar. En calquera caso, non cabe esperar grandes movementos verticais, senón a ruptura de gradientes superadiabáticos.
- 91. Como definirías a temperatura potencial?** A temperatura potencial é a temperatura que toma un fluído cando se leva por vía adiabática reversible a unha presión de referencia. Na atmosfera este nivel de referencia é 1000 hPa e no océano é o nivel do mar. A temperatura potencial é unha magnitude moi usada ao conservarse nos procesos adiabáticos.
- 92. Como varía a temperatura potencial nun proceso isoentrópico?** Nun proceso isoentrópico a temperatura potencial permanece constante. Este feito é especialmente relevante xa que o aire adoita a moverse sobre superficies isoentrópicas e por tanto da mesma temperatura potencial. Así a análise desta variable permitirá observar o movemento vertical das partículas de aire e é especialmente útil na detección de frontes e a dinámica das masas de aire.
- 93. A que tensión de vapor comeza a condensar o vapor de auga?** A tensión de vapor (e) defínese como a presión exercida polo vapor de auga contida nun volume de aire húmido. Xa que a cantidade de vapor que o aire pode conter é

limitada, unha vez alcáncese este límite o vapor de auga comezará a condensarse. Á tensión de vapor que se alcanza nesta situación denomínase tensión de vapor máxima ou saturante (E). Esta magnitude depende unicamente da temperatura e vén expresada pola ecuación de Clausius-Clapeyron. A tensión saturante crece moi rápido coa temperatura tendo, por exemplo, un valor de 4,6 mmHg a 0°C e de 760 mmHg a 100°C.

- 94. Por que o aire húmido é máis inestable que o aire seco?** O aire húmido é a mestura de vapor de auga con aire seco. O aire húmido é menos denso que o aire seco, por este motivo será máis inestable xa que ascenderá con maior facilidade que o primeiro. No caso do aire húmido, e a diferenza do aire seco, a condición de estabilidade non depende só da temperatura, xa que neste caso a densidade non será constante e dependerá da cantidade de vapor de auga que conteña o aire.
- 95. Como se define a razón de mestura?** A razón de mestura (m) é a masa de vapor de auga por unidade de masa de aire seco. Mídese en g/kg e pode calcularse a través da expresión:

$$m = \frac{q}{1 - q}$$

onde q é a humidade específica.

- 96. Estableza unha relación de orde entre a razón de mestura e a humidade específica.** A humidade específica (q) defínese como a masa de vapor de auga por unidade de masa de aire húmido. Tendo en conta tanto esta definición como a de razón de mestura (m) definida na cuestión anterior pódese establecer a seguinte relación:

$$\frac{1}{m} + 1 = \frac{1}{q}$$

polo que teremos que

$$\frac{1}{m} < \frac{1}{q} \rightarrow m > q$$

Así a razón de mestura (m) será maior que a humidade específica (q).

- 97. Estableza unha relación de orde entre gradiente adiabático do aire seco e do aire húmido. Cal é a causa desta relación de orde?** Analogamente á expresión vista anteriormente para o aire seco, o gradiente adiabático para o aire húmido ($\bar{\gamma}$) pódese expresar da seguinte maneira:

$$\bar{\gamma} = \frac{g}{C_p}$$

Xa que a calor específica a presión constante do aire húmido $\overline{C_p}$ é maior que a do aire seco, o gradiente adiabático do aire húmido será menor que o gradiente adiabático do aire seco.

98. **Que é a temperatura virtual e para que se usa?** Chámase temperatura virtual (T_v) dunha masa de aire húmido á temperatura do aire seco que, á mesma presión, ten a mesma densidade. Esta variable úsase para poder tratar o aire húmido coma se fose aire seco e poder establecer un criterio de estabilidade que sexa unicamente función desta temperatura virtual:

$$\alpha_v < \gamma$$

onde α_v é o gradiente coa altura (z) da temperatura virtual do ambiente definida segundo a expresión:

$$\alpha_v = \left(-\frac{\partial T_v}{\partial z} \right)'$$

99. **Por que o vapor de auga é unha fonte de inestabilidade?** O vapor de auga é unha fonte de inestabilidade xa que ao condensar libera calor latente, o que provocará que a burbulla de aire se quente e sexa máis inestable. A condensación, por tanto, mitiga o descenso térmico por arrefriado adiabático que se daba no aire seco.
100. **Que é a temperatura equivalente? fronte a que é invariante?** A temperatura equivalente (T_e) é a temperatura que tomaría unha masa de aire húmido se todo o vapor de auga que contén condensase e o aire seco absorbera por vía adiabática (a presión constante) a calor latente desprendida da devandita condensación. Resulta invariante fronte a condensacións e evaporacións isobáricas e exprésase a través da seguinte expresión:

$$T_e = T + \frac{m L}{C_p}$$

sendo m a razón de mezcla, L a calor latente específica do vapor de auga e C_p a capacidade calorífica de aire seco.

101. **Que vantaxe ten a temperatura do termómetro húmido con respecto á temperatura equivalente?** A temperatura equivalente presenta a desvantaxe de que necesita ser calculada. A temperatura do termómetro húmido resulta unha alternativa tamén invariante ante condensacións e evaporacións isobáricas que pode ser medida directamente cun psicómetro. A temperatura do termómetro húmido é a temperatura que se alcanza cando grandes cantidades de aire non

saturado póñense en contacto cun termómetro ordinario cuxo bulbo se mantén húmido.

- 48
- 102. Cal é a máxima e a mínima temperatura que pode ter o aire por condensación isobárica?** A temperatura equivalente (T_e) e a temperatura do termómetro húmido (T') constitúen o límite superior e inferior, repectivamente, da temperatura na condensación isobárica do aire. Resulta fácil establecer esta relación de orde. A propia definición de T_e situaría a súa magnitude por enriba do valor de T . No caso de T' , ao poñerse o aire en contacto co bulbo húmido este aire saturarase, polo tanto, perdería enerxía, que se empregará en evaporar a auga que se atopaba no bulbo húmido e por tanto a temperatura medida (T') será menor que T .
- 103. Estableza unha relación de orde entre temperatura do termómetro húmido, temperatura e temperatura do punto de orballo para o aire saturado.** No caso de aire saturado, non se producirá a perda de enerxía necesaria para a saturación e neste caso T e T' igualaranse. O mesmo ocorre coa temperatura de orballo (T_d). Esta temperatura é a temperatura á que debería descender unha masa de aire para que, sen que haxa adición de vapor de auga e a presión constante, se produza a saturación. Xa que o aire atópase xa saturado, as tres variables igualaríanse.
- 104. Que proceso termodinámico dáse nunha néboa de radiación? E nunha de evaporación?** Nunha néboa de radiación prodúcese condensación por arrefriado radiativo. Este tipo de néboas prodúcense ao estar unha masa de aire en contacto cunha superficie máis fría (por exemplo, o chan). A temperatura da masa de aire diminúe ata atoparse por baixo da temperatura de rocío producíndose a saturación.
- Nunha néboa de evaporación a condensación prodúcese pola adhesión de vapor de auga á masa de aire ata alcanzar a saturación. Isto prodúcese cando a masa de aire máis fría móvese sobre unha masa de auga máis cálida. A evaporación da masa de auga cálida será o que produza a saturación e a posterior condensación da masa de aire.
- 105. Pódese considerar unha néboa de advección como un proceso isobárico? Por que?** As néboas de advección considéranse procesos cuasi-isobáricos. Estas néboas prodúcense cando unha masa de aire desprázase sobre unha superficie máis fría. Neste caso a condensación producírase por conduction de calor cara ao chan. Neste proceso, as variacións de presión son en xeral moi pequenas.
- 106. Como é o descenso da tensión saturante (E) fronte á tensión de vapor (e) nunha expansión adiabática?** Nunha expansión adiabática producírase un descenso da temperatura e da presión. Prodúcese unha diminución da ten-

sión de vapor por descenso da temperatura e un descenso da tensión de vapor por descenso da presión. Se a variación de tensión saturante (E), asociada á variación de temperatura, é maior que a variación de tensión de vapor (e), asociada á diminución de presión, ambas chegarán a igualarse e producirase condensación. En caso contrario non. O limiar de temperatura para que se dea unha ou outra situación é $T=1500$ K, polo que con temperaturas por baixo deste valor darase a primeira relación e dominará a condensación e esta producirase se se alcanza a temperatura de saturación dada pola expresión:

$$T_s = T_0 \left(\frac{100}{h_0} \right)^{-\frac{1}{\frac{\varepsilon L}{RT_0} - \frac{c_p}{R}}} ; \quad \varepsilon = \frac{R}{R'} = \frac{5}{8}$$

- 107. Establece unha relación de orde entre o gradiente adiabático de aire seco, de aire húmido e de aire saturado.** A relación de orde entre o gradiente adiabático do aire seco γ , do aire húmido $\bar{\gamma}$ e do aire saturado Γ é o seguinte:

$$\Gamma < \bar{\gamma} < \gamma$$

O aire saturado vai liberando calor latente (L) segundo vai ascendendo, retardando o arrefriado producido pola elevación. Desta maneira o gradiente adiabático saturado será menor.

- 108. Para unha mesma expansión, que masa de aire arrefríase máis, unha con ascenso adiabático saturado ou unha con ascenso pseudoadiabático?** Denomínase evolución pseudoadiabática do aire saturado a aquela evolución na que unha vez que se forma a pinga de auga esta é inmediatamente eliminada. Ao non considerarse a presenza de auga líquida, nun ascenso pseudoadiabático a expansión emprégase toda en arrefriar o aire e ningunha na auga, polo que a condensación será máis eficiente e o arrefriado maior. Polo tanto, o gradiente pseudoadiabático é maior que o gradiente adiabático saturado.
- 109. Que relación de gradientes dáse nunha estabilidade absoluta? e nunha estabilidade condicional?**

Para que se dea estabilidade absoluta o gradiente vertical de temperatura (α) deberá ser menor que os gradientes adiabáticos (tanto do aire seco como do aire saturado). Xa que o gradiente de aire saturado é menor a relación pode expresarse como:

$$\alpha < \Gamma$$

Para que se dea unha estabilidade condicional o gradiente vertical de temperatura (α) debe atoparse entre o gradiente adiabático seco e o saturado:

$$\Gamma < \alpha < \gamma$$

50

- 110. Indique un mecanismo que pode forzar a inestabilidade condicional.** Unha inestabilidade condicional ocorre por un forzamento que faga que unha masa de aire ascenda. Por exemplo, un forzamento orográfico podería facer que unha masa de aire en condición de estabilidade condicional ascendese atopándose nunha contorna cunha temperatura inferior e por tanto fomentando o inicio da convección.

Capítulo 06

Fundamentos de dinámica da atmosfera

51

111. Que signo teñen os ventos norte, sur, leste e oeste segundo a súa dirección?

As direccións do vento defínense en base a un sistema de coordenadas cartesianas fixado na superficie terrestre. Desta maneira a dirección leste-oeste definirase no eixo das abcisas (eixo x, paralelo aos paralelos terrestres) e a dirección norte-sur sobre o eixo das ordenadas (eixo y, paralelo aos meridianos terrestres). O sentido positivo para o vento zonal (leste-oeste) marcarao o desprazamento cara á dereita e, por tanto, os ventos do oeste serán positivos. No caso do vento meridional (norte-sur) será o desprazamento cara ao norte o que definirá o sentido positivo, correspondéndose por tanto cos ventos do sur.

112. Que efecto ten a forza de Coriolis no desprazamento en ambos os hemisferios? E no ecuador?

A forza de Coriolis é unha forza inercial ficticia debida á rotación da Terra que afecta ás masas de aire desviando os movementos horizontais (en dirección aos polos). Esta desviación produce un xiro cara á dereita no movemento das masas de aire no hemisferio norte e cara á esquerda no hemisferio sur.

A aceleración de Coriolis pode representarse a través da expresión:

$$\vec{a}_C = -2\vec{\omega} \times \vec{v}$$

onde $\vec{\omega}$ á a velocidade angular de rotación do planeta e $\vec{v}$ é a velocidade do vento.

O ángulo entre a velocidade angular e a velocidade determínanos a latitude, polo que a aceleración de Coriolis será nula no ecuador e irá gañando intensidade segundo as masas de aire achéganse aos polos.

- 113. Cal é o sentido da forza do gradiente de presión?** O vento prodúcese pola tendencia da natureza a corrixir as diferenzas na presión atmosférica. Así, o vento soprará das áreas de presión alta ás de presión baixa. A forza que tende a mover o aire da presión alta á baixa denomínase forza do gradiente de presión.
- 114. Cando se pode facer a aproximación hidrostática?** A forza do gradiente de presión terá compoñentes horizontais (zonal e meridional) e tamén unha compoñente vertical. Con todo, para escalas o suficientemente grandes (10 km) os movementos verticais pódense considerar nulos. Nesta situación pódese aplicar a aproximación hidrostática que considera que a forza vertical do gradiente de presión equipárase coa forza da gravidade.
- 115. Cando se pode considerar un fluxo horizontal sen rozamento?** Preto da superficie o rozamento será relevante no fluxo horizontal, pero se nos afastamos o suficiente da superficie terrestre, esta forza poderá ser obviada. Isto ocorre aproximadamente a 1500 metros sobre o nivel do chan.
- 116. Que é o vento xeostrófico?** O vento xeostrófico é unha aproximación do vento que considera que a forza de Coriolis e a forza horizontal do gradiente de presión están balanceadas. Así pois, supoñamos que existe unha diferenza de presión entre dous puntos A e B. A forza do gradiente de presión establecerá un movemento das masas de aire desde as zonas de presión alta cara ás de baixa presión. Ao iniciarse o movemento esta masa de aire empezará a sufrir o efecto da forza de Coriolis que a irá desviando. Esta desviación será cada vez maior ata que ambas as forzas estean balanceadas. Así, en ausencia de aceleración normal ou tanxencial créase un fluxo paralelo ás isobaras. Ao non haber aceleración normal o fluxo será recto.
- 117. Cando se pode aplicar a aproximación do vento xeostrófico?** O vento xeostrófico é unha boa aproximación ao vento real para movementos a grande escala (onde rexe a aproximación hidrostática), en latitudes por encima de 20° (xa que preto do ecuador a forza de Coriolis é practicamente nula) e o suficientemente lonxe da superficie para que a fricción non sexa relevante.
- 118. Como se poden clasificar os fluxos en base ás características da forza de gradiente de presión e da forza de Coriolis? Que tipo de fluxo non é posible?** Existen dous tipos de clasificación. A primeira delas fai referencia ao sentido que teñan ambas forzas e os fluxos e neste caso poderían clasificarse en báricos ou antibáricos. Nun fluxo bárico: ambas forzas presentan sentidos opostos, nun fluxo antibárico: ambas forzas presentan o mesmo sentido.

O segundo tipo de clasificación ten en conta a relación entre o sentido da aceleración normal e a forza de Coriolis, o fluxo vense denominando como cicló-

nico ou anticiclónico. Nun fluxo ciclónico: a aceleración normal é oposta á de Coriolis, e nun fluxo anticiclónico: a aceleración normal é paralela á de Coriolis.

En xeral, na natureza case a totalidade dos fluxos que se dan son fluxos báricos. Aínda que non é común a súa presenza na natureza, un fluxo anticiclónico antibárico sería posible, por exemplo, preto do ecuador onde a forza de Coriolis é moi baixa. Nembargantes, os fluxos ciclónicos antibáricos son imposibles na natureza.

- 119. Que forzas equipáranse no vento inercial e como é o seu fluxo?** O fluxo inercial é un dos máis comúns na atmosfera. Nel o gradiente de presión anúlase xunto coa aceleración tanxencial. É consecuencia do balance entre a forza centrífuga e a forza de Coriolis. Para que estas dúas forzas poidan equipararse o fluxo ha de ser necesariamente anticiclónico.
- 120. Que é un fluxo cicloxeostrófico? Pon un exemplo presente na natureza.** Un fluxo cicloxeostrófico é aquel no que a forza de Coriolis considérase desprezable fronte a outras magnitudes e no que a aceleración tanxencial é nula. Este tipo de fluxo pode considerarse unha boa aproximación nos ciclóns tropicais.
- 121. Que diferenza ao vento do gradiente do vento xeostrófico?** No vento do gradiente existe aceleración normal, a diferenza do vento xeostrófico. Por tanto no caso do vento do gradiente o movemento non será recto, o fluxo poderá ser ciclónico ou anticiclónico.
- 122. Que é o vento térmico?. Resolve: se o vento xeostrófico en 500 hPa vale (2,0) e en 300 hPa (0,2), como será o vento térmico resultante?** O vento térmico é un concepto práctico empregado para calcular a variación do vento entre dúas alturas. No problema plantexado nesta pregunta poderemos calcular o vento térmico entre 500 e 300 hPa a través da diferenza entre o vento xeostrófico entre o nivel a máis altura xeopotencial e o de menor:

$$\vec{v}_T = \vec{v}_{g300} - \vec{v}_{g500} = (0,2) - (2,0) = (-2,2)$$

- 123. Como se calcula a advección nun estrato entre dous niveis de xeopotencial? Aplicar ao exercicio anterior.** Para coñecer a advección no estrato podemos usar a variación do vento xeostrófico entre ambos niveis de xeopotencial. Segundo o sentido de xiro do vento xeostrófico no estrato poderemos ter unha advección cálida (se o vento xeostrófico xira á dereita en altura) ou unha advección fría (se o vento xeostrófico xira á esquerda en altura). No caso do exemplo anterior o vento xeostrófico entre 500 e 300 hPa virará á esquerda, polo que neste estrato teremos advección fría.
- 124. Que é a axeostrofia?** A axeostrofia representa a desviación entre o vento real e o vento xeostrófico, e, obviamente, é un vector que corta ás isobaras.

- 125. Como será o perfil de ventos nunha atmosfera barotrópica?** Unha atmosfera barotrópica é un modelo de atmosfera no que se considera que as isobaras son paralelas ás isopichnas (liñas de densidade constante). Neste tipo de atmosfera a densidade dependerá unicamente da presión e o vento xeostrófico manterase constante en altura (non hai cizalla vertical).
- 126. Que é unha atmosfera baroclina?** A diferenza da atmosfera barotrópica, nunha atmosfera baroclina as isobaras e as isopichnas non están en liña. Neste contexto a densidade non dependerá só da presión senón tamén da temperatura, existirá vento térmico e por tanto variación vertical de vento xeostrófico. Canto maior sexa a variación vertical do vento real coa altura máis baroclina será a atmosfera.
- 127. Como serán os espesores e as temperaturas nun estrato entre dous niveis de xeopotencial á esquerda do vento térmico no hemisferio norte?** As liñas de espesor representan a diferenza de altura entre dúas capas delimitadas por dous valores de xeopotencial. Nun estrato concreto o vento térmico será paralelo ás liñas de espesor, deixando á esquerda os valores baixos. O espesor dunha estrato será proporcional á temperatura, deste xeito espesores máis baixos corresponderanse tamén con temperaturas máis baixas.
- 128. Que representa a adveccion?** A advección representa o proceso de transporte dunha propiedade atmosférica por medio das masas de aire.
- 129. Que é a capa límite planetaria?** A capa límite planetaria (PBL, das súas siglas en inglés de Planetary Boundary Layer) é a capa da atmosfera máis próxima á superficie terrestre. Esténdese ata aproximadamente os 1500 metros de altitude, aínda que o seu grosor pode variar entre uns poucos centenares de metros ata 4-5 km segundo o momento do día ou as condicións atmosféricas. Nela a forza de rozamento e os movementos viscosos e turbulentos son importantes (do mesma orde que a forza do gradiente de presión e a forza de Coriolis) polo que non poden ser obviados nunha primeira aproximación dinámica.
- 130. Que é o número de Reynolds? A partir de que número de Reynolds teremos un fluxo turbulento totalmente desenvolvido?** O número de Reynolds é un número adimensional empregado para caracterizar o movemento dun fluído. Este número pódese calcular a través da seguinte ecuación:

$$Re = \frac{u d}{\nu}$$

onde u é a velocidade zonal do vento a 2 m, d é o espesor da capa e ν é a viscosidade cinemática. Un fluxo laminar na atmosfera darase ata un número de Reynolds de 55, a partir deste valor comezará o fluxo turbulento que se ato-

pará totalmente desenvolvido para valores do número de Reynolds superiores a 750.

- 131. Que relación de orde teñen as forzas dentro da PBL?** Na PBL pódense diferenciar tres capas: 1) A subcapa laminar que terá un espesor de aproximadamente de 1 mm, e non ten por que estar sempre presente na atmosfera. Dentro desta capa laminar as forzas viscosas son importantes e da mesma orde de magnitude que a forza do gradiente de presión e de Coriolis, e por outra banda as forzas turbulentas perden importancia; 2) A continuación, atópase a capa superficial na que as forzas viscosas deixan de ser relevantes e dominan as forzas turbulentas, que serán unha orde de magnitude maior que a forza do gradiente de presión e a forza de Coriolis; e por último, 3) antes da atmosfera libre, temos a capa espiral (ou de Ekman): nesta capa as forzas turbulentas seguen sendo relevantes pero perden importancia, igualándose en orde de magnitude ás forza de gradiente de presión e forza de Coriolis. 55
- 132. Como é o perfil de ventos na capa superficial?** Na capa superficial a dirección do vento será constante en altura. O perfil de ventos máis común nesta capa é o perfil de Deacon no que a velocidade do vento segue un perfil logarítmico en altura.

Capítulo 07

Aerosois e microfísica de nubes

57

- 133. Como se clasifican os aerosois?** Os aerosois son partículas sólidas ou líquidas en suspensión no aire. Pódense caracterizar polo seu tamaño ou pola súa orixe. Por tamaño clasifícanse en núcleos de Aitken, cun radio menor de 0,1 micrómetro, núcleos grandes, cun radio entre 0,1 e 1 micrómetros, e núcleos xigantes, cun radio maior de 1 micrómetro. Por orixe clasifícanse en mariños e continentais. A concentración mínima de aerosois dáse sobre os océanos, sendo da orde de 10^3 aerosois/cm³ e a máxima aparece sobre áreas industriais, da orde de 10^5 aerosois/cm³. Os aerosois continentais á súa vez poden ter tres orixes distintas: i) especies cristais procedentes da erosión da superficie terrestre, ii) compoñentes da combustión e contaminantes secundarios producidos polo home, e iii) compoñentes hidrocarbonados.
- 134. Como se xeran os aerosois continentais e como cambia a súa concentración na vertical?** Os aerosois cristais xéranse preferentemente en desertos subtropicais como o Sahara, o suroeste de América do Norte ou o sur de Asia. Os aerosois secundarios e de combustión xéranse principalmente en rexións industriais de Europa e América do Norte. Isto fai que a densidade numérica de aerosois sexa máis alta no hemisferio norte que no hemisferio sur. Os aerosois hidrocarbonados xéranse nas rexións tropicais debido fundamentalmente aos incendios forestais provocados para a creación de zonas agrícolas. A densidade numérica de aerosois continentais decrece coa altura xa que se orixinan preferentemente en superficie. Así a concentración evoluciona desde valores en superficie da orde de 10^5 aerosois/cm³ e descende moi bruscamente ata 2 km (condensación heteroxénea do vapor de auga) chegando a valores da orde de 10^1 aerosois/cm³, logo mantense constante e na estratosfera volven a aumentar, debido a unha nova fonte de aerosois, alcanzando valores da orde de 10^3 aerosois/cm³.

- 135. Como é a distribución de tamaños dos aerosóis continentais e como se explica a orixe de cada máximo?** A distribución numérica dos aerosóis continentais en función do seu tamaño é bimodal, con dous máximos, un principal (o máximo número de aerosóis) no espectro de tamaños dos núcleos de Aitken (centrado en 0,05 micrómetros) e outro secundario no espectro de tamaño dos núcleos grandes (centrado en 0,9 micrómetros). Isto difire dos tamaños preferentes na xénese de aerosóis, que basicamente se produce en dous espectros de tamaños dos aerosóis cristais (radios > 1 micrómetros) e os aerosóis de combustión e hidrocarbonados que se producen no espectro de tamaños dos núcleos de Aitken (radios < 0,1 micrómetro). Isto é así porque unha grande proporción dos que máis se xeran, que son os núcleos de Aitken, sofren coagulación formando núcleos grandes, que aínda que en área ou volume representan maior valor que os de Aitken non o son en número. Os aerosóis máis grandes, os xigantes, non xeran un terceiro máximo porque a grande maioría deles péndense por sedimentación de forma moi rápida.
- 136. Como é a distribución de tamaños dos aerosóis mariños e explicar a orixe de cada máximo?** Os aerosóis mariños están compostos preferentemente por sal mariño. A súa densidade numérica é baixa e ademais caen bruscamente por baixo. O seu espectro de tamaños tamén é bimodal como os continentais debido aos dous modos de formación existentes: aerosol de película e aerosol de corrente. No seo da auga mariña fórmanse burbullas de aire que ao ascender por flotabilidade chegan á superficie mariña e rompen lanzando un chorro cara ao exterior que forma pingas de auga de radio maior de 25 micrómetros, que logo ao perder a auga quedan convertidas en aerosóis no rango de tamaños dos aerosóis grandes. Así mesmo, da película exterior da burbulla fórmanse outras pingas máis pequenas, chamadas de película, de aproximadamente un radio de 1 micrómetro, que ao evaporar forman aerosóis de sal de radio na contorna de tamaño dos núcleos de Aitken, é dicir sobre os 0,1 micrómetros.
- 137. En que difiren a nucleación homoxénea da heteroxénea na formación dunha pinga de auga?** A formación homoxénea implica só auga, de forma que se xera unha pinga de auga líquida a partir exclusivamente de vapor de auga; na nucleación heteroxénea existe sempre outro compoñente, neste caso un aerosol que facilita a formación da pinga.
- 138. Na formación dunha pinga de auga de que depende o radio crítico (R_c) da fórmula de Kelvin na nucleación homoxénea?** O radio crítico da fórmula de Kelvin marca un valor que nos indicará se a pinga de auga pódese formar termodinamicamente. Para radios maiores que o radio crítico (R_c) a enerxía desprendida no cambio de fase desde o vapor ao líquido é maior que o traballo necesario para formar a película exterior da pinga e o proceso de formación

desa pinga será termodinamicamente posible. Se pola contra o radio da pinga de auga é menor que o radio crítico o proceso será termodinamicamente imposible.

- 139. Por que a nucleación homoxénea vapor-líquido non é posible?** O radio crítico (R_c) depende da temperatura, da tensión superficial vapor líquido -que é a enerxía necesaria por unidade de superficie para formar a película da pinga de auga-, e do cociente entre a tensión de vapor e a tensión saturante. Logo en última instancia, o R_c depende da temperatura de forma explícita e implícita a través da tensión saturante e da tensión superficial, e do contido de vapor de auga explicitamente (ao depender da tensión de vapor). As temperaturas baixas necesarias para alcanzar o radio crítico poderían alcanzarse, pero o que non se pode alcanzar son valores de humidade tan alto como os requiridos no proceso. Se tomásemos as pingas máis pequenas estables, e substituísemos o valor do seu radio na fórmula de Kelvin, mostraríanos que son necesarios valores de sobresaturación (cociente entre tensión de vapor e tensión saturante) da orde de 4-5, que non é posible na natureza. 59
- 140. Como favorece un aerosol á formación dunha pinga de auga?** A principal achega dun aerosol é de índole xeométrica. Cun mesmo número de moléculas de vapor de auga a pinga que se formaría por nucleación homoxénea sería tan pequena que non sería viable de acordo coa fórmula de Kelvin (razóns termodinámicas). Con todo, ao utilizar como soporte o aerosol na nucleación heteroxénea, a pinga sería moito máis grande podendo alcanzar o radio crítico para ser estable. Así mesmo, se o aerosol é soluble en auga habería unha segunda causa que favorecería a formación da pinga. No denominador da fórmula de Kelvin aparece a relación entre tensión de vapor e tensión saturante. A tensión saturante nunha disolución é menor que na auga pura daquela este cociente sería maior e o radio crítico menor, co que é máis fácil alcanzar o radio mínimo para a formación da pinga de auga. Por tanto, os mellores núcleos de condensación de nubes son aqueles dun tamaño adecuado (núcleos grandes) e que ademais sexan solubles.
- 141. De que depende a velocidade de crecemento dunha pinga por difusión?** O crecemento dunha pinga de auga por difusión é prioritario nos primeiros estadios de crecemento da pinga, cando esta aínda non precipita. A principal dependencia da velocidade de crecemento por difusión é co propio tamaño da pinga. Para un caso particular onde a ecuación de crecemento da pinga ten solución analítica esta dependencia é co cadrado do radio, é dicir que depende, e moito, do tamaño. Aquelas pingas máis grandes crecen por difusión moito máis rapidamente que as máis pequenas, de feito, esta diferenza de velocidade de crecemento fai que só as máis grandes crezan e as pequenas desaparezan evaporándose de novo e facilitando vapor de auga para o crecemento

das máis grandes. Tamén depende en menor medida da humidade relativa da contorna, canto maior é esta humidade maior é o crecemento da pinga, e da temperatura da pinga, cunha dependencia complexa e diversa en función do intervalo de temperatura.

- 142. De que depende a velocidade terminal de caída das pingas de auga, e como define esta o tipo de pingas?** A velocidade terminal de caída das pingas de auga é unha función do seu radio. A maior radio maior velocidade de caída. Para radios menores de 0,1 mm a velocidade é despreziable e fálase de pingas de nube. Entre 0,1 e 0,25 mm (pingas de orballo) a velocidade de caída crece máis rapidamente co radio que desde 0,25 mm (pingas de choiva). A partir dos 3 mm a velocidade de caída da pinga xa non crece máis, empezando a ser a pinga inestable e con altas probabilidades de ruptura. A orde de magnitude destas velocidades sería de entre 0,25 e 4 m/s para pingas de orballo e entre 4 e 10 m/s para as de choiva.
- 143. Como crecen as pingas de auga por colisión-coalescencia?** Este proceso de crecemento é o prioritario unha vez que as pingas alcancen un tamaño suficiente para caer. Na caída unha pinga colectora choca con outras pingas de tamaño menor (pingas recadadas) que caen a velocidade inferior integrándose (coalescencia) e crecendo en consecuencia. Este crecemento é maior canto maior sexa o contido de auga na nube (máis posibilidades de pingas a chocar), maior diferenza de tamaños e por tanto de velocidades entre pinga colectora e as recadadas (no límite se as dúas tivesen a mesma velocidade non chocarían), da sección de cruzamento efectiva (en definitiva do tamaño, adóitanse supoñer que as pingas son esféricas de radio R , así entón a área de cruzamento efectivo sería: $A = \pi(R+R')^2$, sendo R o radio da colectora e R' o da recadada) e da eficacia de colisión-coalescencia (un parámetro que recolle factores como correntes de aire relativas entre as pingas que impidan a colisión ou repulsiones eléctricas se as pingas están cargadas eléctricamente co mesmo signo).
- 144. Que nucleación homoxénea de cristais de xeo é posible? Por que?** Hai dous tipos posibles de nucleación homoxénea que implicaría ao xeo, vapor-xeo e líquido-xeo. A primeira delas non é posible porque, igual que pasaba coa nucleación vapor-líquido, o radio crítico da fórmula de Kelvin, que indica a súa viabilidade termodinámica, depende do cociente entre unha tensión de vapor e unha saturante, en definitiva, da cantidade de vapor de auga necesaria por encima da saturación, con valores inalcanzables na natureza. Pola contra, para a nucleación líquido-xeo o radio crítico depende do cociente de dúas tensións saturantes, a do vapor-líquido e a do líquido-xeo. As tensións saturantes só son función da temperatura, non dependen da cantidade de vapor de auga. Deben de alcanzarse temperaturas na contorna de -35°C ou -40°C , que si se

conseguen na natureza, daquela a nucleación homoxénea líquido-xeo é termodinamicamente viable e polo tanto posible.

- 145. Por que é máis difícil a nucleación heteroxénea para cristais de xeo que para pingas de auga?** Os cristais de xeo non son pingas de choiva conxeladas. Están compostos de auga na que as moléculas de H_2O dispóñense ao longo dunha rede cristalina de simetría hexagonal. Os núcleos de condensación de xeo (ICN, das súas siglas en inglés) son moi diferentes aos núcleos de condensación de nubes (CCN, das siglas en inglés), dado que requiren un estado máis ordenado (unha estrutura cristalina). Se a estrutura cristalina do substrato é moi diferente á do xeo as distancias reticulares son moi distintas e hai que deformar a ligazón química, facendo máis difícil a unión. A nucleación do xeo é tanto mellor canto máis baixa sexa a temperatura e máis similar sexa a estrutura cristalina do substrato. O mellor ICN é o propio xeo, que actúa desde $T \leq 0^\circ C$ (calquera pinga subenfriada que entre en contacto cun ICN conxélase inmediatamente), despois están algunhas arxilas, ou as bacterias de plantas ($-4^\circ C$). 61
- 146. A $-4^\circ C$, que proceso formará cristais de xeo?, e a $-45^\circ C$?** A $-45^\circ C$ o proceso dominante é a nucleación homoxénea líquido-xeo, de forma que a esa temperatura toda auga estará en fase sólida, non existindo a posibilidade de ter auga líquida subenfriada. A $-4^\circ C$ esta nucleación homoxénea non será posible e a única posibilidade de nucleación é nucleación heteroxénea. Este proceso non é moi eficiente, co que a esas temperaturas existirá unha grande cantidade de auga líquida subenfriada. Aproximadamente para $-20^\circ C$ hai un núcleo de condensación de xeo por litro de aire, o que indica a dificultade do proceso.
- 147. A $-20^\circ C$, como será o cristal de xeo? E a esa temperatura, en que diferirá en función da humidade?** O xeo na atmosfera cristaliza en hábito hexagonal. Agora ben, o hábito depende da temperatura (que definirá a forma) e da sobresaturación de vapor de auga (que definirá as ramificacións). A forma só depende da temperatura e será de prisma ou de prato en función dos seguintes intervalos: de $0^\circ C$ a $-4^\circ C$ o cristal de xeo será en forma de prato, de $-4^\circ C$ a $-10^\circ C$ será de prisma, de $-10^\circ C$ a $-22^\circ C$ será de novo en forma de prato, e de $-22^\circ C$ a $-50^\circ C$ de prisma. Logo, a unha temperatura de $-20^\circ C$ un cristal de xeo será hexagonal en forma de prato. O efecto da humidade (sobresaturación) é xerar ramificacións con múltiples formas, canta máis humidade máis ramificacións terá a forma orixinal de prato.
- 148. En que se diferencian a agregación do "riming"?** Tanto a agregación coma o "riming" son dous procesos de crecemento de hidrometeoros que se producen por colisión na caída dos mesmos, con polo menos un deles, o hidrometeoro colector (o do maior tamaño), en fase sólida. As diferenzas entre

os dous procesos está no hidrometeoro recadado. Cando un hidrometeoro sólido en forma de cristal choca con outro cristal de xeo de tamaño inferior, e por tanto con menor velocidade de caída, pódese producir un proceso de agregación, que consiste en que ambos forman un cristal de xeo de tamaño superior, pero sen perder a simetría hexagonal. Cando o hidrometeoro sólido choca en caída cunha pinga de auga subenfriada pódese producir o proceso de "riming", que consiste en que ambos forman un hidrometeoro sólido, pero non conserva a simetría hexagonal característica dun cristal de xeo. Esa nova estrutura non é un cristal de xeo e denomínase "graupel". A agregación é un proceso moito máis difícil que o "riming", ao que se lle pode supoñer unha eficacia do 100%.

- 149. A que temperaturas está máis favorecida a agregación? Por que?** A eficacia de agregación depende fortemente da temperatura. É máxima entre 0°C e -5°C (neste intervalo de temperaturas é máis fácil a adherencia, xa que a superficie é máis adherente). Por baixo de -5°C a eficacia de agregación é moi pequena. Ten un máximo secundario entre -10°C e -15°C (hai máis ramificacións dos cristais). Por baixo de -20°C non ocorre agregación. A eficacia de agregación tamén depende da forma do cristal, canto máis complexa sexa máis capacidade de agregación, dependendo esa forma en grande medida da sobresaturación do vapor de auga.
- 150. Como se forma a saraiba?** A saraiba fórmase por un proceso de "riming" sucesivo. Debe ocorrer en estruturas de nubes nas que existan fortes correntes verticais. Se un "graupel" é ascendido por estas correntes volverá caer, recadando de novo auga subenfriada e crecendo de tamaño. Cando este proceso repítese, fórmanse hidrometeoros sólidos de gran tamaño, que xa perderon completamente a súa simetría hexagonal, que son as denominadas pedras de saraiba. Estas pedras de saraiba poden alcanzar diámetros desde 1 cm a 10-15 cm e cuxa temperatura pode ser maior que a do aire, xa que cando as pingas subenfriadas conxélanse, liberan a calor latente de fusión, que vai aumentando a temperatura da saraiba.
- 151. Qué tipos de mecanismos existen para a formación da saraiba? En que difíren?** Existen dous tipos de mecanismos: o mecanismo de crecemento seco e o mecanismo de crecemento húmido. O primeiro ocorre cando a temperatura da saraiba é menor de 0°C , a superficie non terá nada de auga líquida. Se vai recadando moita auga subenfriada, esta libera calor latente e pode ocorrer que a temperatura da saraiba sexa superior a 0°C . Nese caso ao volver recadar auga subenfriada esta non ten por que formar xeo (mecanismo de crecemento húmido), facéndose unha mestura auga-xeo (saraiba esponxosa). Unha pedra de saraiba pode ter ciclos alternativos de crecemento seco e húmido, que se reflectirán en aneis concéntricos na pedra de saraiba.

152. De que depende a velocidade terminal de caída dos hidrometeoros sólidos?

Depende do tamaño (a velocidade aumenta ao aumentar o tamaño), do tipo de partícula (a neve e os cristais teñen menor velocidade de caída que o "graupel") e do grao de "riming" (a maior grao de "riming" maior velocidade). En xeral os rangos de velocidades terminais serían: de entre 0,3-1,5 m/s para os cristais de xeo con pouco "riming" e neve, entre 1-3 m/s para o "graupel" e entre 10-50 m/s para a saraiba.

Capítulo 08

Dinámica de nubes: modelos conceptuais

65

- 153. Que xéneros de nubes hai e como se clasifican pola súa altura e desenvolvemento vertical?** As nubes subdivídense segundo a súa altura de formación en: 1) Nubes altas, nas que súa base atópase por encima da altura de 7 km, e xeralmente están formadas na súa totalidade por cristais de xeo. Son os cirros (Ci), cirrostratos (Cs) e cirrocúmulos (Cc); B) Nubes medias, cuxa base está entre os 2 e 7 km de altura. Son os altoestratos (Ac) e altocúmulos (Ac); C) Nubes baixas, cuxa base está por baixo dos 2 km. Son os estratocúmulos (Sc), estratos (St), nimbostratos (Ns), cúmulos (Cu) e cumulonimbos (Cb). Tamén se dividen pola súa dimensión vertical en nubes laminares ou estratiformes con pouca dimensión vertical (St, Sc, Ns, As, Ac, Ci, Cc e Cs) e cumuliiformes con grande dimensión vertical (Cu e Cb).
- 154. Que características teñen as nubes laminares?** As nubes laminares teñen cinco características básicas: a) teñen unha extensión vertical pequena, inferior a 1 km (con excepción dalgún altoestrato), b) son nubes estreitas, con pouca variación da temperatura coa altura, c) teñen un contido acuoso baixo, con razón de mestura de auga líquida inferior a 1g/kg, d) teñen velocidades verticais baixas, entre 1 e 10 cm/s, e e) a condensación no seu interior non se pode producir só por ascensos de aire, deben de existir outros mecanismos importantes implicados como radiación ou mestura turbulenta.
- 155. Como é o modelo conceptual de PBL (capa límite planetaria) arrefriada desde abaixo de formación de néboa ou de estratos?** O modelo consiste no seguintes dez pasos: a) arrefriado do aire preto do chan, b) prodúcese unha inversión de temperatura que fai que a altura da PBL descenda, c) fórmase néboa por arrefriado radiativo, d) o vento xeostrófico case chega ao chan, o que xera un perfil vertical de ventos máis acusado, esa maior cizalla do vento trae consigo maior

turbulencia, que implica máis mestura e máis espesor da néboa, e) as pingas de néboa absorben radiación e devólvena cara abaixo, este fluxo descendente de radiación máis a turbulencia intensa fai que na parte de debaixo da capa de néboa desapareza a inversión, f) a inversión está máis alta e desaparece a néboa xunto ao chan (salto da inversión, aproximadamente a 10 m sobre o chan), g) a mestura turbulenta segue intensificándose, xera unha capa máis espesa na parte alta ao levar auga líquida a niveis superiores (a néboa profúndízase, pero ten máis auga líquida en niveis superiores), h) a porción de arriba da néboa desacópase da de abaixo e fórmase un estrato (estrato máis néboa lixeira), i) fórmase unha capa sen condensación debido ao efecto invernadoiro do estrato (desaparece a néboa), e j) finalmente, prodúcese quecemento do chan debido ao Sol, o que leva á disipación total da néboa e estrato.

- 156. Como se forman os estratos árticos?** O mecanismo de formación dos estratos árticos é similar ao da formación dun estrato, a partir dunha PBL arrefriada desde abaixo. Neste caso non se produce o paso final, o quecemento diúrno, isto fai que o estrato poida perdurar tras alcanzar un equilibrio. Tras alcanzar o estado estacionario, o estrato ten unha estrutura laminar (máis denso arriba que abaixo). A capa de estratos constante é máis frecuente no verán ártico sobre xeo, e pode xerar unha cuberta do 80%.
- 157. Como é o modelo conceptual dunha PBL quentada desde abaixo de formación de estratos, estratocúmulos e pequenos cúmulos?** O modelo consiste no seguintes nove pasos: a) prodúcese entrada de aire frío sobre unha superficie cálida (usualmente sobre o océano), xerando unha inestabilidade na capa de mestura, b) xéranse burbullas ascendendo desde a superficie cálida, c) como consecuencia destes ascensos prodúcese unha forte mestura vertical, o que xera unha capa ben mesturada, d) a turbulencia fai que se produza "entrainment" (entrada de aire estable de fóra da capa ao interior de aire dentro da capa, que é inestable), isto axuda a destruír a capa ben mesturada ao mesmo tempo que a vai facendo cada vez máis alta, e) se nestes ascensos de burbullas alcánzase o nivel de condensación por ascenso fórmanse elementos nubrados e unha capa de estratocúmulos (Sc), f) o proceso vaise xeneralizando e fórmase unha capa máis continua (de estratos, St), g) ao formarse unha capa entra en acción os fluxos radioactivos, hai efecto invernadoiro: invírtese o fluxo de calor, detendo a xeración de inestabilidade na capa, h) dentro da capa de nubes segue habendo un forte fluxo turbulento, o que fai que continúa crecendo en espesor, e i) finalmente a capa de nubes rompe, se esta non era moi inestable rompe en Sc ou pequenos Cu, e se era moi inestable rompe en grandes Cu ou Cb.
- 158. Cal é a situación sinóptica máis favorable para o desenvolvemento de estruturas ligadas ao modelo conceptual dunha PBL quentada desde abaixo?** As

imaxes de satélite mostran que se forma sobre os océanos de dúas formas, i) en latitudes subtropicais ao oeste dos continentes na zona de descarga fría dunha vaguada e ii) en latitudes medias e altas cando correntes de aire frío cruzan a liña da costa dos continentes (máis fríos) poñéndose en contacto con aire cálido do mar que o rodea. Esta capa de nubes é un fenómeno a grande escala sobre o océano e ten moita importancia sobre o clima mundial (un incremento do 4% na área global cuberta por estas nubes sería suficiente para compensar os 2-3°C de incremento de temperatura previsto polo dobramento do CO₂).

- 159. Como é a estrutura mesoescalar das nubes que se xeran ao romper a capa de estratocúmulos (Sc) e de que depende?** Normalmente os Sc rompen como elementos discretos en tres estruturas mesoescalares de dimensión horizontal entre 1 e 100 km: rúas de nubes, células abertas e células pechadas. Que se formen unhas ou outras depende da cizalla do vento e da estabilidade térmica na PBL. Fórmanse rúas de nubes cando existe un punto de inflexión no perfil de ventos medios (xa sexa en módulo ou dirección), se o cambio é no módulo os rolos son perpendiculares á corrente, se o cambio é na dirección poden chegar a ser paralelos. Se non hai cambios bruscos no perfil vertical de ventos fórmanse células abertas (paredes de nubes que rodean zonas sen nubes) ou células pechadas (nube sólida rodeada dun espazo sen nube). As células abertas fórmanse sobre augas máis cálidas (zonas con máis inestabilidade), son Cu ou pequenos Cb. As células pechadas fórmanse sobre augas máis frías (con máis estabilidade) e son áreas de estratos.
- 160. Que características teñen as nubes cirriformes?** As nubes cirriformes teñen cinco características básicas: a) fórmanse na troposfera superior, a temperaturas moi baixas de entre -20°C e -85°C, co que están formadas por auga subenfriada ou xeo, b) están sometidas a unha forte cizalla do vento, podendo este desprazar a estas nubes altas (como filamentos) a grandes distancias da xénese do fenómeno, c) teñen un baixo contido en auga líquida, entre 0,01 e 0,1 g/m³, d) o xeo que as compón está en forma de cristais de tamaños comprendidos entre 50 e 1000 micrómetros, e) teñen velocidades verticais baixas, da orde de 0,1-0,2 m/s, excepto nas variedades flocus e uncinos que poden ser de entre 1-2 m/s, e f) a radiación xoga un papel moi importante na súa formación e evolución, como en todas as capas de nubes, a radiación terrestre desestabiliza a capa arrefriándoa por arriba e quentándoa por abaixo.
- 161. Como é o modelo conceptual de cirro uncinus?** O modelo consiste nos seguintes nove pasos: a) a existencia dunha capa de aire algo inestable (unha capa de perfil térmico aproximadamente adiabática seca entre dúas capas estables), iso implica un movemento vertical que é de aproximadamente 1 m/s, b) un ascenso de aire nunha especie de burbulla térmica, alcázase o nivel

de condensación e faise visible a nube, c) xérase xeo ao seguir ascendendo e crescendo ata que chega ao tope da capa ascendente, aí comeza a caer en función do seu peso, d) ao caer o xeo vai evaporando e arrefría o aire circundante (ao tomar calor latente de sublimación), segue a evaporación ata que non hai máis partículas, e) a capa inestable máis a cizalla producen o buraco entre a rama ascendente e descendente da cabeza, f) a cizalla do vento produce unha nube en forma filamentosa, g) xéranse novos elementos de Ci uncinus a partir doutros máis antigos por arrefriado, por evaporación, na capa estable, xerando outra vez unha capa lixeiramente inestable.

- 162. Como é o modelo conceptual de corrente de saída dun cumulonimbo na xénese de cirros, cirroestratos e altoestratos?** Estas nubes prodúcense a partir da corrente horizontal de saída na parte superior dun Cb. Fórmanse Ci se a parte de arriba do Cb é fina, Cs se é algo máis grosa, e As se o Cb non ten moito desenvolvemento vertical. O modelo conceptual consiste en tres pasos: a) o aire ascendente procedente do Cb chega á tropopausa (ou capa estable intermedia) e diverxe, pois ten que saír ao exterior da célula convectiva, vaise cargando de xeo e flúe nunha contorna estable, b) esta corrente de saída segue un proceso en dúas fases: colapso externo e colapso interno, a parte de arriba da corrente de saída é máis densa que a contorna (estabilidade potencial) polo que tende a descender, por contra a parte de abaixo é menos densa (inestabilidade potencial) polo que tende a ascender, c) tras isto inflúen a radiación (inestabilidade) e o entrainment (estabilidade) nun proceso similar ao da capa ben mesturada de estratos, mantendo a capa de nubes.
- 163. Que é unha célula tormentosa única e en que consiste a súa estrutura?** Unha célula tormentosa única é basicamente un Cb cun grande episodio temporal de ascenso e outro de descenso, de aí o nome de única. Ten núcleos individuais convectivos de gran inestabilidade e ascenso, denominados torres e que teñen unha dimensión horizontal entre 1-3 km. Dentro da torre o aire evoluciona como unha burbulla ascendente. A parte de arriba das torres ten forma máis redondeada, con aproximadamente 100 m de diámetro que se chaman crestas, existindo nelas o máximo "entrainment". As torres van tendo cada vez máis altura na dirección de desenvolvemento da nube ata que poden alcanzar a isocero, formándose cristais de xeo. Estas partículas de xeo ascenden verticalmente, cos hidrometeoros máis pequenos na parte de arriba formando a engra mediante a corrente de saída horizontal. Os hidrometeoros de máis tamaño poden ter un peso suficiente para caer, en forma de estelas de precipitación. Hai moita auga líquida e moitos hidrometeoros sólidos na zona do principio da corrente de saída e pouca corrente vertical, é unha zona de alta agregación e "rimming", con formación de "graupel" e saraiba, xerando a zona de maior precipitación. Estas tormentas chámanse de célula única

porque só orixinan un episodio de precipitación. Cando cesan os ascensos a choiva dispáse e o ciclo de vida acaba deixando a engra como unha nube cirriforme. Na parte terminal da corrente de saída só hai cristais de xeo pequenos, que xeran pequenas precipitacións que non chegan ao chan, denominandas virga.

69

- 164. Que se necesita para que unha nube estea electrificada?** Se un cumulonimbo alcanza a temperatura de -15°C a -20°C (a 7 km de altura en latitudes medias) prodúcense descargas eléctricas. Estas ocorren nunha canle de descarga moi pequena, o que fai que aumente extraordinariamente a temperatura dentro da canle (pode chegar a 30000 K), o que fai aumentar a presión do aire bruscamente (varias ordes de magnitude maior que no exterior), o que xera tras a descarga eléctrica unha expansión de aire moi brusca, o son que coloquialmente vense denominando como trono.
- 165. Como é a distribución de carga eléctrica nun cumulonimbo?** Cando se electrifica un Cb existen tres rexións de diferente carga: dúas con densidade de carga positiva, unha na parte alta da nube e outra na parte baixa, sendo a carga positiva da parte alta maior que a da parte baixa, e unha capa estreita (<1 km) de densidade de carga negativa a uns -15°C entre as dúas rexións de carga positiva. Ás veces na parte máis alta hai unha pequena rexión moi fina de carga negativa.
- 166. Como é a secuencia de descargas eléctricas nun célula única electrificada?** Hai dous tipos de descargas: as descargas nube-nube, producidas no interior da nube, e as descargas nube-terra. Na fase inicial da célula prodúcense descargas de tipo nube-nube desde a zona de carga negativa en -15°C cara á zona de carga positiva superior, posteriormente prodúcense descargas nube-terra desde a rexión de cargas negativas de -15°C ao chan, que normalmente está cargado positivamente. Isto ocorre na fase madura cara a terminal da célula cando hai pouca corrente ascendente.
- 167. Como se produce a electrificación dunha célula convectiva?** A teoría máis estendida para explicar a electrificación dun Cb é a teoría gravitacional, que di que as cargas prodúcense por colisión de "graupel" con cristais de xeo. Cando isto ocorre prodúcese unha redistribución de carga, onde o signo da carga (positiva ou negativa) do "graupel" e do cristal resultante da colisión depende da temperatura. Se se produce a unha temperatura menor do limiar que se coñece como temperatura de inversión de carga (TIC), que está sobre os -15°C , transfírese carga negativa ao "graupel" e positiva ao cristal. Se se produce a temperaturas maiores que a TIC, o "graupel" queda con carga positiva e o cristal xeo con carga negativa. Como o "graupel" cae a maior velocidade que o cristal, por encima da TIC quedan máis cristais cargados positivamente.

te que "graupel" cargados negativamente. Sobre os -15°C vaise acumulando carga negativa procedente do "graupel" cargado negativamente que cae, o que xustifica a capa de carga negativa a este nivel. Por baixo dese nivel, e por tanto a maior temperatura que a TIC, acumúlase máis "graupel" cargados positivamente que cristais negativos o que xustifica a carga positiva da parte inferior do Cb.

- 168. En que consiste unha multicélula tormentosa?** Unha multicélula tormentosa é un conxunto de varias células individuais únicas en distinto estado de desenvolvemento. Poden coincidir células en estado inicial (con gran movemento vertical e crecemento rápido de hidrometeoros), células en estado maduro (cunha rexión nova con gran movemento vertical e unha rexión antiga onde se producen precipitacións fortes) e células en estado terminal (sen rexión nova, só poderosísimos movementos descendentes con moita precipitación). As células individuais que a conforman están dinamicamente ligadas entre si, a fase terminal dunhas serve de mecanismo de disparo para outras, o que conleva unha extensión moi grande da multicélula (centos de quilómetros) e unha forte inestabilidade. Cada célula ten unha vida media de aproximadamente 1 h, pero o sistema ten unha vida media de varias horas.
- 169. Como é a secuencia de descargas eléctricas nunha multicélula tormentosa?** Nunha primeira fase, coas nubes aínda novas, prodúcense descargas nube-nube dentro da célula ou descargas intercélula. Nunha segunda fase as células adquiren madurez, ocorrendo descargas nube-terra cunha forte compoñente horizontal e con descargas moi severas. Na terceira fase a célula máis antiga empeza a disiparse e a súa zona de carga negativa baixa un pouco de nivel, producíndose descargas internas só na máis nova. Por último, na cuarta fase, a célula máis nova madura moito e a máis vella está en fase moi terminal, as cargas negativas da célula antiga baixaron moito, tendo cargas positivas ao mesmo nivel que as negativas da nova, e prodúcense descargas da zona negativa da nova á zona positiva da vella. Ás veces prodúcense descargas positivas ao chan desde a célula máis antiga.
- 170. En que consiste unha supercélula tormentosa?** Son pouco frecuentes, pero extraordinariamente daniñas, cun tamaño similar á multicélula (centenares de km). Consiste nunha soa célula xigantesca (unha fase de ascenso máis unha de descenso). Ten unha rama ascendente rotante (con vorticidad) que xera enormes movementos verticais e fortes precipitacións con saraiba. Require a escala sinóptica da existencia dun fluxo moi cálido e húmido en niveis baixos. Na parte dianteira fórmase un mesofrente frío orixinado polos fluxos de corrente das torres. No seu interior sempre se atopa un tornado (vórtice de radio pequenísimo) cun gradiente horizontal de presión moi grande, o que conleva o maior movemento ascendente (10-40 m/s).

- 171. Como é a distribución de carga nunha supercélula tormentosa?** Nunha supercélula tormentosa existe distribución de carga negativa a aproximadamente -15°C , certa distribución de carga positiva por encima e por baixo, tamén teñen unha capa superior negativa moi fina, e na engra cargas positivas xunto con cargas negativas. O número de descargas eléctricas é moito maior que noutras células. A capa cargada positivamente do tope da célula pode ser debida a "entrainment", con entrada de cargas positivas da estratosfera ou ruptura na capa negativa superior, co que se produce fluxo de hidrometeoros cargados positivamente desde abaixo.
- 172. En que difiren as descargas eléctricas dunha supercélula fronte a unha multicélula?** Nunha multicélula o número de descargas é moito menor, así as descargas nube-nube serían da orde de 2-10 por minuto (inicial-madura) e descargas nube-terra da orde de 1-5 por minuto (madura-terminal). Nunha supercélula pódense producir en calquera fase de desenvolvemento da nube e o número é maior, ocorrendo 10-40 por minuto as de tipo nube-nube (similares á multicélula), e de 5-12 por minuto as descargas tipo nube-terra, que se producen como na multicélula (desde a zona da TIC), pero tamén desde a engra, tanto a zona de carga positiva como da negativa. Tamén se poden producir na parte de atrás da célula, sendo tanto positivas como negativas.
- 173. Como se forma un tornado dentro dunha supercélula?** Dentro dunha supercélula existe unha forte cizalla de vento e por tanto vorticidade horizontal. Se a isto engádenselle fortes movementos ascendentes, o efecto neto é que a vorticidade horizontal convértese en vertical, aparecendo dous vórtices, un ciclónico e outro anticiclónico. Ás veces consérvanse os dous, pero o normal é que só un dos dous persista, que na maior parte das veces é o de sentido horario. Ese vórtice de pequeno tamaño e forte velocidade vertical é un tornado.
- 174. De que depende que se forme unha célula única, unha multicélula ou unha supercélula?** Depende de dous parámetros, da inestabilidade e da cizalla do vento. A inestabilidade é necesaria para o desenvolvemento dos sistemas e a cizalla ten dous efectos, por unha banda xera converxencia en niveis baixos favorecendo novos movementos verticais e novas células e doutra banda aumenta o "entrainment" (entrada de aire estable dentro da nube) que inhibe o movemento vertical. Se o grao de inestabilidade é grande e a cizalla pequena fórmase unha célula única, xa que ao non haber converxencia en niveis baixos non se disparan novas conveccións (movementos verticais). Se a inestabilidade é alta e a cizalla moderada fórmase unha multicélula ao permitir novas conveccións. Se tanto a inestabilidade coma a cizalla son moi grandes fórmase unha supercélula, xa que o "entrainment" fai que o aire da contorna da supercélula sexa estable e non se poidan xerar novas conveccións, toda a inestabilidade emprégase nunha única célula.

175. Cal é o mecanismo de formación de tornados non asociados a supercélulas?

Os tornados non asociados a supercélulas fórmanse por liñas de converxencia na PBL, esas liñas de converxencia xeran vorticidad vertical, se existe algo de inestabilidade latente no aire, prodúcese o ascenso dun aire que xa rotaba, en definitiva, un tornado.

176. Cales son as fases na vida dun tornado? O tornado ten catro fases: a) a fase de organización, na que se observa unha especie de funil ou cheminea ("funnel") tocando intermitentemente o chan, b) a fase madura cando o "funnel" alcanza a súa anchura máxima e toca o chan, c) a fase de encollemento, na que o "funnel" diminúe ata ser unha fina columna, e d) a fase de decaemento, cando o "funnel" aparece cortado ou fragmentado. Na fase madura, o radio é duns 200 m e unha altura de entre 60-120 m, as velocidades tanxenciais son da orde de 50-80 m/s. Ademais, pode haber outros vórtices menores (vórtices de succión), entre un número de 3 a 6, orbitando ao seu redor, que teñen un diámetro entre 0,5 e 50 m e os ventos máis fortes.

177. Que é unha fronte de refacho? As células convectivas teñen unhas poderosas correntes de aire descendente (normalmente ligadas á caída de hidrometeoros). Cando estas correntes chegan ao chan xeran ventos moi poderosos que se coñecen como fronte de refacho. Son un exemplo de correntes de gravidade (masa de fluído de alta densidade que se move sobre unha superficie horizontal desprazando o fluído ambiente de menor densidade). Son fronte frías no sentido que é un aire moito máis frío que o que se atopa ao chegar ao chan desprazándoo. A causa de que sexa máis frío é que vén de gran altura e ademais produciuse arrefriado por evaporación asociada á precipitación. Isto xera ao seu paso cambios na temperatura de ata 10°C en varias decenas de metros. Duran minutos ou decenas de minutos, agás nos casos nos que o aire frío na base da nube móvase co sistema convectivo, nese caso duran ata horas. O aire cálido que se move sobre a fronte axuda a manter a actividade convectiva.

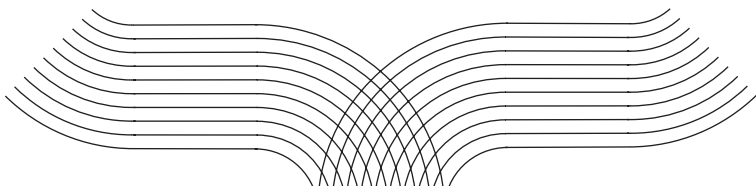
178. Que é un rebentón? Un rebentón ou "downburst" é un fluxo vertical moi intenso que procede da corrente de saída dunha célula convectiva. Só se fala de rebentón cando este fluxo é moi intenso, confinado e producido nun período de tempo moi curto. Concretamente debe de producirse nunha área horizontal de entre 1 e 10 km². Denomínanse macrorebentones ("macroburst") cando a área é maior de 4 km² e o tempo de duración entre 5 e 30 minutos, e fálase de microrebentón ("microburst"), cando a área é menor de 4 km² e o tempo de duración entre 2 e 5 minutos. Estes á súa vez poden ser "microburst" húmidos se van asociados con precipitacións maiores de 0,25 mm e "microburst" secos se a precipitación é menor a 0,25 mm.

- 179. Que son as liñas de tormentas?** A miúdo as tormentas ocorren en grupo, e adoitan distribuírse ao longo de liñas horizontais, as denominadas liñas de tormentas. Pódense producir soas ou como parte dun sistema convectivo a mesoescala (SCM). Teñen tempos de vida máis longos que as tormentas individuais que a constitúen. Hai dous tipos de liñas de tormenta: as liñas de tormentas supercélula e liñas de tormentas multicélula (máis frecuentes), sendo o primeiro tipo moito máis daniño e ocorrendo cando existe unha forte cizalladura do vento, formando o vector cizalla un ángulo de aproximadamente 45° coa liña de tormentas.
- 180. Que é un sistema convectivo a mesoescala?** Un sistema convectivo a mesoescala (SCM) é unha estrutura de nubes cunha dimensión horizontal de centos de km, constituída pola agrupación de múltiples cumulonimbos (Cb) e liñas de tormentas. Tamén están formados por nimboestratos (Ns). Desenvólvese unha ampla área de nubes estratiformes cando as células que se unen comezan a disiparse. Cada elemento convectivo ten o seu propio ciclo de vida, ao final do cal se disipa e pasa a formar parte da rexión de precipitación estratiforme. Os SCMs xeran enormes cantidades de precipitación estratiforme e cumuliforme. Teñen patróns de circulación a mesoescala producidos polo conglomerado de nubes. Poden durar desde decenas de horas ata varios días.

Bibliografía seleccionada

75

- Barry, Roger G., and Richard J. Chorley. Atmosphere, weather and climate. Routledge, 2009.
- Bohren, Craig, and Bruce Albrecht. Atmospheric thermodynamics. Oxford University Press, 2023.
- Hartmann, Dennis L. Global physical climatology. Vol. 103. Newnes, 2015.
- Holton, James R., and Gregory J. Hakim. An introduction to dynamic meteorology. Academic press, 2012.
- Houze, Cloud Dynamics, Academic Press, 1993.
- Iribarne, Julio Víctor, Termodinámica de la atmósfera, Dirección General del Instituto Nacional de Meteor, 1995.
- Murry L. Salby, Fundamentals of Atmospheric Physics, Academic Press, 1996.
- Seinfeld, John H., and Spyros N. Pandis. Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change. John Wiley & Sons, 2016.
- Wallace, John M., and Peter V. Hobbs. Atmospheric science: an introductory survey. Vol. 92. Elsevier, 2006.
- Wallace, John M., et al. The Atmospheric General Circulation. Cambridge University Press, 2023.



Manuais

Serie de manuais didácticos

Últimas publicacións na colección

*Manual de cultivo e asentamento do ourizo de mar.
Paracentrotus Lividus. (2024)*

Estefanía Paredes Rosendo e Alba Lago Dopico

*Problemas de Ocenografía Física: Ejercicios resueltos con
y sin solución numérica (2024)*

Gabriel Rosón Porto

*Pensamento, sociedade e cultura. A relevancia da filosofía
na educación (2024)*

Abraham Rubín Álvarez e Brais González Arribas

*Problemas de estruturas de barras. 50 Exercicios resoltos
paso a paso (2024)*

Manuel Cabaleiro Núñez, Borja Conde Carnero,
José Carlos Caamaño Martínez e Belén Riveiro
Rodríguez

*MAReMÁTICAS. Contidos matemáticos para os estudos
universitarios de Ciencias (2024)*

Manuel Besada Moráis, F. Javier García Cutrín,
Miguel Ángel Miras Calvo, María del Carmen
Quinteiro Sandomingo e Carmen Vázquez Pampín



Fundamentos de Meteoroloxía

en 180 preguntas

Os profesores de meteoroloxía das universidades españolas teñen un problema notorio en canto a materiais para a impartición da súa docencia. Por unha banda, hai grandes libros xa clásicos de meteoroloxía que poden ser utilizados nas aulas. Con todo, a escasa duración das materias de meteoroloxía, típicamente un semestre, fai que estes libros clásicos non sexan adecuados. Doutra banda, existen numerosos libros de meteoroloxía de tipo divulgativo que, aínda que poden ser de interese para os nosos alumnos para introducirse na materia, son insuficientes para adquirir o nivel dos coñecementos xeralmente requiridos nas nosas universidades. O manual que aquí se presenta, “Fundamentos de Meteoroloxía en 180 preguntas”, é o produto de anos de experiencia dos profesores de meteoroloxía da Universidade de Vigo. Redactouse

co ánimo de xerar un documento docente que encha este oco entre as obras clásicas e as obras de divulgación no ensino da meteoroloxía. Por tanto, o seu interese reside no formato elixido, baseado en preguntas curtas que son respondidas con claridade e rigor. A orde das preguntas está tamén elixido coidadosamente, de maneira que as respostas son auto-consistentes. As preguntas cobren un amplo rango de ramas esenciais da meteoroloxía: sistema climático, estrutura e composición da atmosfera, a atmosfera media, radiación solar, balance enerxético, termodinámica da atmosfera, dinámica atmosférica, aerosois, microfísica de nubes e dinámica de nubes. Esta amplitude de contido garante que o lector obteña unha comprensión integral dos fenómenos atmosféricos.

Servizo de Publicacións

Universidade de Vigo

